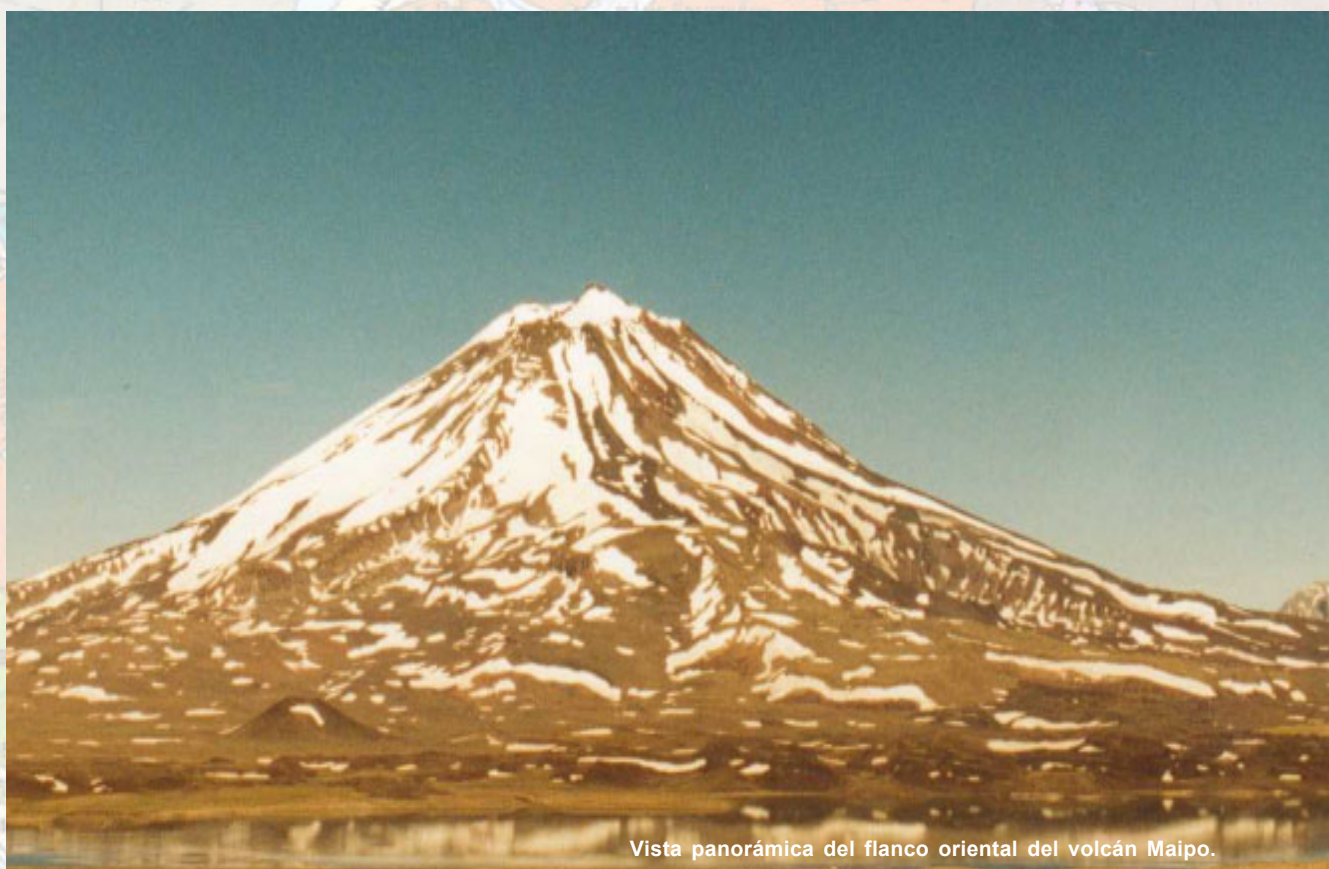


Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3569-I **Volcán Maipo**



Vista panorámica del flanco oriental del volcán Maipo.

Provincia de Mendoza

Patricia Sruoga, Mariela Etcheverría, Alicia Folguera y David Repol

Neotectónica: José M. Cortés

Recursos Minerales: Juan Carlos Zanettini

Supervisión: Luis Fauqué



**INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 3569-I

Volcán Maipo

Provincia de Mendoza

Patricia Sruoga, Mariela Etcheverría, Alicia Folguera y David Repol

Neotectónica: José M. Cortés

Recursos Minerales: Juan Carlos Zanettini

Supervisión: Luis Fauqué

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín N° 290
Buenos Aires 2005

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: José E. Mendía

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@secind.mecon.gov.ar

Referencia bibliográfica

SRUOGA, P., M. ETCHEVERRÍA, A. FOLGUERA, D. REPOL, J. M. CORTÉS y J. C. ZANETTINI, 2005. Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo. Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 290, 92 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	4
Investigaciones anteriores	4
2. ESTRATIGRAFÍA	5
Relaciones generales	5
2.1. Paleozoico	5
2.1.1. Ordovícico - Silúrico	5
Formación La Horqueta	5
Formación Las Lagunitas	7
2.1.2. Carbonífero	9
Tonalita Carrizalito	9
2.1.3. Carbonífero - Pérmico inferior	10
Formación El Imperial	10
2.2. Paleozoico - Mesozoico	11
2.2.1. Pérmico - Triásico	11
Formación Choiyoi	11
2.3. Mesozoico	15
2.3.1. Triásico - Jurásico	15
Formación Arroyo Malo	15
2.3.2. Jurásico	16
Grupo Cuyo	16
Formación El Freno	17
Formación Puesto Araya	18
Formación El Codo	19
Formación Tábanos	21
Grupo Lotena	21
Formación Lotena y Formación La Manga	21
Formación Auquilco (Yeso Principal)	22
2.3.3. Jurásico superior - Cretácico	23
Grupo Mendoza	23
Formación Río Damas	24
Formación Tordillo	25
Formación Vaca Muerta	26
Formación Chachao y Formación Agrio	28
Formación Vaca Muerta, Formación Chachao y Formación Agrio	30
2.3.4. Cretácico inferior - superior	30

	Grupo Rayoso	30
2.3.5.	Cretácico superior	32
	Grupo Neuquén	32
	Formación Saldeño	33
2.4.	Mesozoico - Cenozoico	33
2.4.1.	Cretácico superior - paleógeno	33
	Grupo Malargüe	33
2.5.	Cenozoico	34
2.5.1.	Paleógeno	34
2.5.1.1.	Oligoceno	34
	Formación Molle	34
2.5.2.	Paleógeno - Neógeno	35
2.5.2.1.	Oligoceno superior- Mioceno inferior	35
	Formación Palaocho	35
2.5.3.	Neógeno	37
2.5.3.1.	Mioceno medio	37
	Formación Papal	37
	Formación Agua de la Piedra	39
2.5.3.2.	Mioceno medio - superior	41
	Formación Huincán	41
2.5.3.3.	Mioceno superior	42
	Formación Loma Fiera	42
2.5.3.4.	Plioceno	43
	Formación Tristeza	43
	Formación Agua de la Piedra, Formación Loma Fiera y Formación Tristeza	44
2.5.4.	Neógeno - Cuaternario	45
2.5.4.1.	Plioceno-Pleistoceno inferior	45
	Formación Coyocho	45
2.5.5.	Cuaternario	47
2.5.5.1.	Pleistoceno inferior	47
	Formación Los Mesones	47
	Asociación Volcánica Paleopleistocena	48
	Formación La Invernada	49
	Asociación Piroclástica Pumícea	50
2.5.5.2.	Pleistoceno superior	51
	Asociación Volcánica Neopleistocena	51
	Formación Las Tunas	54
	Depósitos glaciales	55
2.5.5.3.	Holoceno	56
	Formación El Zampal	56

Asociación Volcánica Postglacial	56
Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa	58
3. ESTRUCTURA	58
3.1. Evolución estructural	58
3.2. Descripción de las estructuras	59
3.2.1. Faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski <i>et al.</i> , 1993)	59
3.2.2. Faja plegada y corrida del Aconcagua (Ramos, 1988b; Cegarra, 1994)	60
3.2.3. Bloque de la Cordillera Frontal	62
3.2.4. Sector pedemontano	62
3.3. Neotectónica	62
3.3.1. Antecedentes	62
3.3.2. Sismicidad	63
3.3.3. Descripción de las estructuras cuaternarias	63
3.3.4. Consideraciones cronológicas	66
4. GEOMORFOLOGÍA	67
4.1. Zona montañosa	67
4.1.1. Relieve de faja plegada y corrida predominantemente modelado por erosión glacial y formas de acumulación asociadas	67
4.1.2. Relieve serrano predominantemente modelado por procesos fluviales	67
4.1.3. Aparatos volcánicos modificados por procesos de remoción en masa y acción glacial ...	67
4.1.4. Remoción en masa	69
4.1.5. Paisaje kárstico	71
4.1.6. Planicies estructurales lávicas	71
4.1.7. Glaciares actuales	71
4.2. Zona pedemontana	71
4.2.1. Planicies aluviales pedemontanas	71
4.2.2. Huayquerías	71
4.2.3. Paisaje volcánico	71
5. HISTORIA GEOLÓGICA	71
6. RECURSOS MINERALES	75
Depósitos de minerales metalíferos	75
Depósitos de minerales industriales	79
Combustibles sólidos	83
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	84
BIBLIOGRAFÍA	85

RESUMEN

La Hoja 3569-I, VOLCÁN MAIPO está ubicada en el sector centro-occidental de la provincia de Mendoza. Se halla enmarcada entre los 34° 00' y 35° 00' de latitud sur y en sentido meridiano entre los 69°00' de longitud oeste y la traza limítrofe con Chile. Cubre una superficie aproximada de 10.900 km² y abarca parte de la Cordillera Principal y de la Cordillera Frontal y el dominio extraandino. Desde el punto de vista geomorfológico se distinguen dos unidades. Una de ellas comprende la parte occidental y corresponde a un paisaje montañoso con predominio de geformas derivadas de la acción glaciaria. La otra unidad, en la zona pedemontana, está constituida por un paisaje modelado principalmente por la acción fluvial, donde se destacan extensos niveles de bajadas y huayquerías. El registro stratigráfico abarca el lapso Paleozoico inferior-Cenozoico. Los terrenos más antiguos son asignados tentativamente al Ordovícico-Silúrico y corresponden a leptometamorfitas. El Carbonífero se halla representado por intrusiones tonalíticas y el Permotriásico por un voluminoso complejo magmático de composición andesítica y riolítica conocido como Formación Choyoi. Todo este conjunto de unidades aflora en el bloque de la Cordillera Frontal. Durante el Triásico se produce un cese gradual de la subducción y la instalación de un régimen de extensión regional. La era mesozoica está caracterizada por el relleno sedimentario de una cuenca de retroarco, conocida como Cuenca Neuquina en su porción surmendocina, asociada a un arco volcánico occidental de tipo insular. Se trata de la columna más completa en toda la cuenca, ya que abarca desde el Triásico superior hasta el Cretácico superior. Durante el Jurásico inferior el sistema de *rift* consistía en numerosos depocentros desconectados, mientras que a partir del Sinemuriano, la subsidencia en la cuenca estuvo controlada por un efecto térmico, dando lugar a la etapa de *sag*. Durante la mayor parte del Mesozoico la cuenca estuvo sometida a las oscilaciones eustáticas globales, cuyo carácter cíclico es el principal responsable de la sucesión alternada de even-

tos transgresivos y regresivos. Intercalaciones de rocas volcánicas en el Kimmeridgiano y el Maastrichtiano testimonian la actividad de un arco volcánico occidental. La vasta transgresión atlántica en el Maastrichtiano y el aporte de abundante material piroclástico implican un importante cambio paleogeográfico, probablemente vinculado al desarrollo de un cinturón orogénico incipiente. Durante el Cenozoico tiene lugar el desarrollo del Ciclo Ándico, caracterizado por la estructuración de los terrenos mesozoicos, la acumulación de depósitos sinorogénicos y el emplazamiento de magmas calcoalcalinos vinculados a las sucesivas fases de deformación orogénica. A partir del Mioceno el marco geodinámico regional determinó condiciones de subducción de tipo andino con la instalación de un arco volcánico que experimentó migración y expansión durante los últimos 20 millones de años. Los esfuerzos compresivos provocaron la estructuración de la Cordillera Principal como una faja plegada y corrida y el bloque de la Cordillera Frontal y el relleno sinorogénico en cuencas de antepaís con la consiguiente migración hacia el este del frente orogénico. Durante el Cuaternario se suceden episodios de sedimentación pedemontana vinculados a discretos ascensos neotectónicos del frente montañoso. En el área pedemontana tiene lugar la reactivación de antiguas zonas de fractura de orientación oblicua al frente montañoso y el derrame de basaltos de retroarco. El principal exponente del arco volcánico actual es el volcán Maipo, emplazado en la caldera Diamante. Los depósitos de origen aluvial, coluvial y de remoción en masa completan la columna stratigráfica. Los recursos minerales más importantes, desde el punto de vista económico, son los hidrocarburos líquidos y gaseosos de los campos petrolíferos Vega Grande y El Sosneado. Dentro de los depósitos metalíferos merecen destacarse los yacimientos de Hierro Indio y Las Choicas. Entre los minerales industriales son de particular interés económico los depósitos de granulado volcánico, tobas y piedra pómez. Como recursos potenciales, previamente explotados, cabe mencionar algunas yacencias de carbones y asfaltitas, azufre y baritina.

ABSTRACT

The geological sheet 3569-I, VOLCÁN MAIPO is located in western Mendoza, between 34° and 35° south latitude and 69° 00' west and the international border. It covers an area of 18.000 km² approximately and includes areas in Cordillera Principal, Cordillera Frontal and in the extraandean domain. Two geomorphologic units may be distinguished: an occidental unit characterized by steep mountain relief, dominated by glacial features, and an oriental unit of low relief generated by fluvial processes, with widespread badlands and plains. The stratigraphic record spans from the Lower Paleozoic to the Cenozoic. The oldest terrains are tentatively assigned to Ordovician-Silurian times. During the Carboniferous tonalitic intrusions took place and a large volume magmatic complex of andesitic to rhyolitic composition, known as Choiyoi Formation occurred in the Permotriassic. All of these units outcrop in the Cordillera Frontal. During the Triassic the convergence velocity decreased gradually and a widespread and long-lived extensional regime developed. The mesozoic sedimentary record corresponds to the Neuquen Basin infill in south Mendoza, associated to an insular type volcanic arc. It is the best section in the whole basin since all the

mesozoic record, from Triassic to Late Cretaceous, is represented. During the earliest Jurassic the rift system was structurally controlled and many isolated small basins were generated, while since Sinemurian times the thermally controlled subsidence led to the onset of the sag stage. During mesozoic times the basin was affected by global eustatic changes. At least two volcanic units of Kimmeridgian and Maastrichtian ages are interlayered among the sedimentary deposits, suggesting the activity of a western volcanic arc. During the Andean cycle the major event was the uplifting of Cordillera Principal as a Fold and Thrust Belt and Cordillera Frontal. Related events, such as the deposition of synorogenic sediments in foreland basins and the emplacement of calcalkaline magmas, took place during tertiary times. The Late Cenozoic is represented by fluvial, glacial and mass-wasting deposits. Recurrent volcanic activity between pleistocene and historic times is recorded in the andean and extraandean domains. The potentially active Maipo volcano is the main hazardous eruptive center. The most important mineral resources are: oil and gas (Vega Grande and El Sosneado), metalliferous deposits (Hierro Indio and Las Choicas), and non metalliferous deposits as well.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, se encuentra ubicada en el sector centro-occidental de la provincia de Mendoza. Se halla enmarcada entre los 34° 00' y 35° 00' de latitud sur y en sentido meridiano entre los 69° de longitud oeste y la traza limítrofe con Chile (Fig. 1).

Abarca una superficie de 10.900 km² aproximadamente, e incluye dos ambientes geomorfológicos bien definidos con marcadas diferencias de relieve: la llanura pedemontana al este y el macizo cordillerano al oeste. El rasgo geográfico más conspicuo es el volcán Maipo, el cual le da nombre a la Hoja. De acuerdo al glosario etimológico de Armengol (1918) el nombre proviene de *maipun*, que en idioma araucano significa “romper o arar la tierra”. Constituye un centro eruptivo potencialmente activo emplazado en la Cordillera Principal. Alcanza una altura de 5.323 m sobre el nivel del mar, determinando la divisoria de aguas junto con otros cerros importantes tales como Picos Bayos (4.992 m) y Mo-

jón Negro (3.896 m) y los pasos de las Leñas (4.130 m) y de las Damas (3.050 m). En el ámbito pedemontano, con una altura media de 1.500 m sobre el nivel del mar, se destaca el cerro Volcán Diamante, el cual se eleva a 2.354 metros.

La red de drenaje se halla integrada por dos colectores principales: el río Diamante y el río Atuel, los cuales atraviesan el cordón montañoso con orientación noroeste-sudeste y surcan la llanura pedemontana recibiendo el aporte de numerosos tributarios, muchos de los cuales son de carácter intermitente. En el sector norte de la Hoja, los arroyos del Rosario, Yaucha y Papagayos constituyen un sistema hidrográfico independiente.

En el área abarcada por la Hoja no existen núcleos poblacionales de importancia. La escasa población estable se reparte en estancias en la zona de llanura y en las áreas aledañas a la cuchilla de la Tristeza. El sector montañoso es empleado durante la época estival como campo de veranada por los criadores de chivos. La cría de ganado caprino es la actividad productiva tradicional de la zona. La industria petrolera tiene su importancia en la zona de Vega Grande, cuchilla de la Tristeza y cerro Los

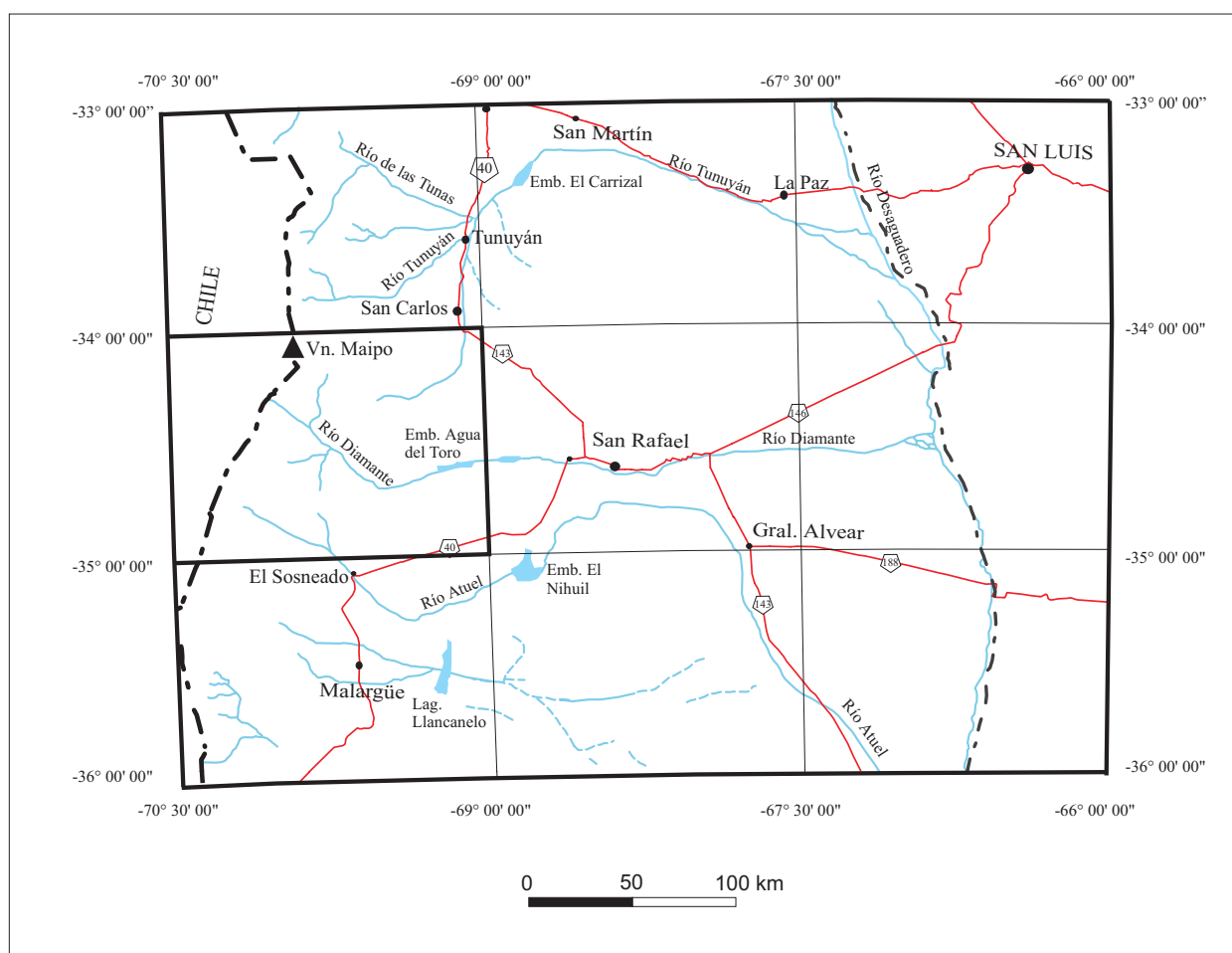


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja Volcán Maipo.

Buitres, con varios yacimientos productivos. La industria minera se destaca por la explotación de canteras de pómez en el sector nororiental de la Hoja y por la exploración de diversos prospectos metalíferos en el área cordillerana. Por último, cabe destacar el potencial turístico de la zona, en particular el valle del río Atuel, por su atractivo paisaje, la presencia de fuentes termales, conocidas desde principios de siglo como Baños termales del Sosneado y la Reserva Natural Laguna del Diamante. Esta área protegida provincial convoca anualmente un número creciente de visitantes, atraídos por la belleza natural de este reducto andino, la riqueza ictícola de la laguna, la población de guanacos en estado silvestre y la imponente existencia del volcán Maipo, desafío de andinistas y amantes de la naturaleza en estado prístino.

NATURALEZA DEL TRABAJO

El presente trabajo consiste en la descripción geológica de la Hoja 3569-I, Volcán Maipo, a escala 1:250.000, la cual se basa en la integración de la información disponible publicada e inédita, con el agregado de resultados producidos por los autores durante la confección de la misma. Ha sido realizada de acuerdo con las normas vigentes establecidas por el Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.

Las tareas de campaña tuvieron como objetivo recorrer la mayor parte de la superficie abarcada por la Hoja, tendiendo a compensar el déficit en la información preexistente y a definir algunos problemas de índole geológica. No obstante, debido a la inaccesibilidad de ciertas áreas, en particular las fronteras, y al requerimiento de ceñirse a un presupuesto y un cronograma preestablecidos, el chequeo de campo dista mucho de ser completo.

El trabajo fue sistematizado en tres etapas:

a) Trabajos en gabinete pre-campaña

- Recopilación de antecedentes bibliográficos publicados e inéditos.
- Confección del mapa geológico sobre imagen satelital Landsat a escala 1:250.000, complementada con fotointerpretación sobre fotogramas a escala 1:50.000, mosaicos fotográficos e imágenes satelitales parciales ampliadas a escala 1:100.000.
- Redacción de la memoria preliminar de acuerdo con las normas establecidas.

b) Tareas en campaña

Las labores de campo totalizaron 70 días repartidos de la siguiente manera: 30 días entre noviembre y diciembre de 1997, 30 días entre enero y febrero de 1998 y 10 días en enero de 1999. El conjunto de trabajos consistió en:

- Chequeo de campo del mapa geológico preliminar. Se caracterizaron las unidades litoestratigráficas que integran la columna local, atendiendo a su distribución areal, relaciones estratigráficas infra y suprayacentes, estructura, espesores y geometría y todos los rasgos particulares de las unidades sedimentarias y magmáticas.
- Confección de perfiles estratigráficos y estructurales de detalle.
- Toma de muestras de roca no sistemático con el fin de efectuar estudios petrográficos, químicos y radimétricos.
- Toma de fotografías.

c) Trabajos en gabinete post campaña

- Descripción petrográfica de 100 cortes delgados.
- Selección de muestras para la realización de análisis isotópicos (K/Ar) con fines radimétricos en laboratorios del INGEIS.
- Integración de la información generada en campaña con aquella preexistente.
- Confección del mapa geológico final sobre base topográfica a escala 1:250.000 llevado a cabo en el sector de Topografía del SEGEMAR.
- Realización de cortes estructurales.
- Confección de columnas estratigráficas.
- Redacción de la memoria final de acuerdo con las normas establecidas.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

El análisis de la información preexistente, publicada e inédita, permite reconocer un grado de cobertura y un nivel de detalle muy desparejos. Esto se debe a que el relevamiento a escala 1:200.000 del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina no está completo y a que determinadas áreas poseen interés petrolero, hecho que ha suscitado la implementación de estudios geológicos de gran detalle por parte de YPF. En consecuencia, la zona entre los ríos Diamante y Atuel, al este de la línea determinada por los cerros Bayo, Guanaquero,

Sosneado y Risco Plateado y la zona de la cuchilla de la Tristeza son aquellas que tienen una mayor densidad de información, mientras que el resto del área abarcada por la Hoja cuenta, en el mejor de los casos, con antecedentes de carácter regional. La franja limítrofe constituye el sector más desprovisto de información previa.

Los antecedentes de relevamientos geológicos más importantes a distinta escala son los siguientes: Burckhardt (1900), Gerth (1925, 1931), Groeber (1929, 1947), Yrigoyen y Martínez Cal (1953), Buenanueva (1956), Dessanti (1956, 1959), Polanski (1963, 1964 a y b), Volkheimer (1978), Yrigoyen (1979), Caminos (1979) y Kozlowski y Baldi (1983).

Entre los trabajos que profundizan el conocimiento de la estratigrafía y volcanismo paleozoicos en la comarca cabe citar a Dessanti (1945), Dessanti y Caminos (1967), González Díaz (1981), Llambías *et al.* (1991), Caminos (1993), Llambías *et al.* (1993) y Rubinstein (1997). Numerosas son las contribuciones a la estratigrafía y bioestratigrafía mesozoicas, entre las principales se destacan: Lahee (1927), Weaver (1931), Herbst (1964), Leanza (1945), Stipanovic (1969), Stipanovic y Bonetti (1970), Westermann y Riccardi (1972), Volkheimer y Salas (1975), Uliana *et al.* (1977), Legarreta *et al.* (1981, 1993), Legarreta y Kozlowski (1984), Riccardi *et al.* (1988), Legarreta y Uliana (1991) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994). Los principales trabajos con énfasis en la estructura y tectónica de la zona son de Kozlowski (1984), Kozlowski *et al.* (1990) y Manceda y Figueroa (1995). La estratigrafía de los depósitos sinorogénicos terciarios fue abordada por Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952), Combina *et al.* (1993, 1994, 1997) y Pérez *et al.* (1997). El volcanismo cenozoico cuenta con los siguientes aportes: Kittl (1944), Stern *et al.* (1984), Harrington (1989), Baldauf *et al.* (1992), Guertstein (1993), Ramos y Nullo (1993), Nullo *et al.* (1996) y Sruoga *et al.* (1998a, 1998b).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja 3569-I, Volcán Maipo, abarca parte de las provincias geológicas de Cordillera Principal y Cordillera Frontal y la llanura pedemontana o extraandina aledaña. En el sector oriental, a la altura del curso inferior del río Diamante, incluye un pequeño sector del Bloque de San Rafael. Debido a

su reducida extensión areal, los afloramientos de edad paleozoica pertenecientes a esta provincia geológica son tratados muy brevemente.

El registro estratigráfico en la Hoja 3569-I, Volcán Maipo (cuadro 1) abarca el lapso Paleozoico inferior - Cenozoico. El basamento precámbrico no se encontró en la comarca como en el ámbito de la Hoja 3369-III, Cerro Tupungato, inmediatamente al norte (Ramos *et al.*, 1999). Los terrenos más antiguos son asignados tentativamente al Ordovícico-Silúrico y se distribuyen a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Frontal. El Carbonífero se halla representado por intrusiones tonalíticas y el permotriásico por un voluminoso complejo magmático andesítico-riolítico que constituye la unidad dominante a lo largo y a lo ancho de toda la Cordillera Frontal. El registro sedimentario mesozoico corresponde al relleno de la Cuenca Neuquina en su porción surmendocina. Es la columna más completa en toda la cuenca, ya que abarca desde el Triásico superior hasta el Cretácico superior. Intercalaciones volcánicas han sido reconocidas en varias unidades sedimentarias. El Terciario está integrado por unidades sedimentarias de ambiente continental y unidades volcánicas y subvolcánicas cuya edad es al momento incierta. El Cuaternario está caracterizado por depósitos de origen fluvial, glacial y de remoción en masa, con registro de actividad volcánica recurrente desde el Pleistoceno inferior hasta la actualidad.

Esta columna estratigráfica, compuesta por rocas sedimentarias y magmáticas, ha sido deformada sucesivamente por varios eventos orogénicos, entre los cuales se destaca la Orogenia Ándica como principal responsable de la estructuración de la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal y del ascenso de la Cordillera Frontal durante el Cenozoico.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. ORDOVÍCICO-SILÚRICO

Formación La Horqueta (1)

Esquistos cuarzo-micáceos y filitas

Antecedentes

Dessanti (1956) acuñó el término de “Serie de la Horqueta” para las unidades pre-carboníferas desarrolladas ampliamente en el ámbito del Bloque de San Rafael. Criado Roque e Ibáñez (1979) realizaron una revisión regional de la formación. Más tarde, González Díaz (1981) propuso el desdobra-

Era	Periodo	Época	Piso	Unidad Geológica	Litología principal	Ambiente		
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno		Depósitos de remoción en masa	Brechas y bloques	Continental subaéreo		
			Depósitos coluviales	Arenas, gravas y limos	Continental subaéreo			
			Depósitos aluviales	Arenas, gravas y limos	Fluvial			
			Asociación Volcánica Postglacial	Andesitas, dacitas, ignimbritas y basaltos olivínicos	Arco y retroarco volcánico			
			Fm. El Zampal	Limos loessoides	Eólico			
		Pleistoceno	Sup.		Depósitos glaciales	Bloques, gravas y arenas	Glacial	
				Fm. Las Tunas	Fanglomerados, conglomerados, gravas y arenas	III nivel de agradación		
			Inferior	Asociación Volcánica Neopleistocena	Andesitas, ignimbritas, brechas, basaltos olivínicos y dacitas	Arco y retroarco volcánico		
				Asociación Piroclástica Pumícea	Ignimbritas riolíticas	Arco volcánico		
				Fm. La Invernada	Fanglomerados y areniscas	II nivel de agradación		
	Neógeno	Plioceno		Asociación Volcánica Paleopleistocena	Andesitas, basaltos, ignimbritas y tobas	Arco y retroarco volcánico		
			Fm. Los Mesones	Fanglomerados y areniscas gruesas	I nivel de agradación			
			Fm. Coyocho	Basaltos, basandesitas, andesitas, tobas, brechas y aglomerados volcánicos	Arco y retroarco volcánico			
			Fm. Tristeza	Conglomerados	Fluvial			
			Fm. Loma Fiera	Tobas, aglomerados volcánicos, lacitas y andesitas	Continental			
		Mioceno	Sup.-Med.		Fm. Huincán	Andesitas hornblendíferas, pórfidos andesíticos, dacíticos y granodioríticos, ignimbritas, depósitos piroclásticos y laháricos	Arco volcánico	
				Fm. Agua de la Piedra	Conglomerados, areniscas y limolitas	Fluvial y abanicos aluviales		
			Inf.	Fm. Papal	Yeso, limolitas	Marino restringido		
				Fm. Palaoco	Pórfidos dacíticos y basaltos	Arco magmático		
				Fm. Molle	Basaltos, andesitas, dioritas y granitos	Arco volcánico		
	Paleógeno	Oligoceno			Gr. Malargüe: Calizas, conglomerados, areniscas, pelitas y tobas	Marino y continental		
					Fm. Saldeño: Calizas, limolitas y areniscas	Marino somero		
		Eoceno						
			Paleoceno					
		Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano	Fm. Saldeño	Grupo Malargüe	
					Campaniano			
					Santoniano			
					Coniaciano			
					Turoniano	Grupo Neuquén	Conglomerados, areniscas y pelitas rojas	Fluvial
				Inferior	Cenomaniano			
Albiano	Grupo Rayoso				Yeso, calizas, areniscas, pelitas, conglomerados y limolitas rojas	Marino restringido a continental		
Aptiano								
Jurásico	Dogger			Barremiano				
				Hauteriviano	Fm. Chachao y Fm. Agrio	Calizas, margas, calcarenitas, pelitas y areniscas	Plataforma	
			Valanginiano					
	Liásico		Berriasiano	Fm. Vaca Muerta	Pelitas negras, calizas, margas, conglomerados y areniscas. Diabasas	Marino profundo		
			Tithoniano					
Triásico	Malm			Fm. Tordillo	Areniscas, conglomerados, limolitas rojas y arcillitas. Basaltos	Fluvial y abanicos aluviales		
				Fm. Río Damas	Basaltos, andesitas, diques andesíticos, brechas volcánicas. Conglomerados y areniscas.	Arco volcánico		
				Fm. Auquilco	Yeso y niveles micríticos	Marino restringido		
				Fm. Lotena y Fm. La Manga	Areniscas, conglomerados, arcillitas, margas y calizas	Continental a marino poco profundo		
				Fm. Tábanos	Yeso	Marino restringido		
	Dogger	Calloviano						
		Bajociano	Fm. El Codo	Lutitas negras, en parte areniscosas, margas y calizas oscuras	Marino			
		Aaleniano						
		Toarciano	Fm. Puesto Araya	Areniscas finas, calcarenitas, limolitas, limolitas margosas y niveles carbonosos	Marino marginal			
		Pliensbachiano	Fm. El Freno	Conglomerados, areniscas de grano medio a grueso y niveles limolíticos	Fluvial y abanicos aluviales			
Triásico	Superior		Fm. Arroyo Malo	Pelitas laminadas, sabulitas y areniscas	Deltaico			
	Inferior		Fm. Choiyoi	Andesitas, riolitas, ignimbritas, pórfidos riolíticos y dacíticos y granitos biofíticos	Arco magmático y magmatismo extensional			
			Fm. El Imperial	Conglomerados, areniscas micáceas, lutitas y niveles carboníferos	Marino y continental			
			Tonalita Carrizalito	Tonalita biotítica	Arco magmático			
Paleozoico	Pérmico		Fm. Las Lagunitas	Lutitas, areniscas y grauwacas con bajo grado metamórfico	Marino			
			Fm. La Horqueta	Esquistos cuarzo-micáceos y filitas	Marino			
	Carbonífero							
Silúrico-Ordovícico								

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja Volcán Maipo.

miento de la “Serie de la Horqueta” en dos unidades: una más antigua, denominada Formación La Horqueta, integrada por metamorfitas de bajo grado, con intrusiones gábricas asociadas y otra más moderna la Formación Río Seco de los Castaños, compuesta por sedimentitas portadoras de corales de edad devónica. La relación entre ambas unidades ha sido motivo de controversias ya que fue considerada discordante por algunos autores (por ejemplo González Díaz, 1981) y transicional por otros (Rolleri y Criado Roque, 1970; Criado Roque, 1972; Di Persia, 1972).

Distribución areal

Reducidos asomos de la Formación La Horqueta aparecen en las inmediaciones de la represa Agua del Toro y continúan un par de kilómetros aguas abajo por el río Diamante.

Litología

En la zona de la represa Agua del Toro afloran esquistos cuarzo-micáceos y filitas de color gris verdoso intensamente deformados.

Paleontología

Di Persia (1972) dio a conocer el primer hallazgo de fósiles dentro de la Serie de La Horqueta. Se trata de tetracorales del género *Pleurodictyum* sp.. Marquat y Menéndez (1985, en Caminos 1993) encontraron graptolitos caradocianos en las proximidades del cerro Bola, al oeste de la ciudad de San Rafael. Rubinstein (1997), por su parte, comunicó el primer registro de palinomorfos de la Formación La Horqueta en la zona de El Nihuil.

Ambiente

Polanski (1964b) le asignó a los metasedimentos de la Serie de La Horqueta un ambiente netamente marino, de carácter anaeróbico.

Relaciones estratigráficas

La Formación La Horqueta infrayace en discordancia a las sedimentitas carboníferas y en la zona de la represa de Agua del Toro se presenta cubierta por ignimbritas pleistocenas y coladas basálticas provenientes del cerro Volcán Diamante.

Edad

Polanski (1964b), ante la ausencia de fósiles, sugirió una edad proterozoica aunque consideró que la diferencia en el grado metamórfico podría obedecer a la presencia de dos unidades: una metamorfizada, de edad proterozoica, y otra no metamorfizada, de edad paleozoica inferior. Dessanti (1956) identificó un basamento integrado por rocas con variable grado metamórfico de la Serie de la Horqueta y cuerpos intrusivos gábricos y granodioríticos, asignándole una edad precámbrica a paleozoica inferior. A partir de los hallazgos paleontológicos realizados por Marquat y Menéndez (1985, en Caminos 1993) y Rubinstein (1997), se le otorga una edad probable ordovícico-silúrica.

Formación Las Lagunitas (2)

Lutitas, areniscas, grauvacas con bajo grado metamórfico

Antecedentes

La primera mención acerca de rocas asimilables a esta unidad se remonta a Groeber (1947), quien describió esquistos con variable grado metamórfico en el área ubicada al este de la pampa de los Avestruces. Más tarde, Volkheimer (1978) estableció la denominación de Formación Las Lagunitas para un conjunto metamórfico de bajo grado aflorante en el extremo suroriental de la Cordillera Frontal.

Distribución areal

La localidad tipo de la Formación Las Lagunitas se encuentra en el curso inferior del arroyo homónimo, extendiéndose a modo de faja meridiana a lo largo de 58 km, con un ancho máximo de 10 km, entre el cañadón del río Diamante hasta las inmediaciones del arroyo Yaucha.

Litología

El conjunto leptometamórfico se halla integrado por una alternancia de pizarras sericíticas, limolitas, areniscas cuarcíticas, grauvacas, esquistos cuarzo-biotíticos y en menor proporción sabulitas y conglomerados finos. Presenta un color gris verdoso y profusa inyección de venas de cuarzo lechoso como rasgo característico.

En el arroyo Las Lagunitas predominan las cuarcitas y areniscas cuarcíferas con estratificación entrecruzada poco clara y con fuerte impregnación de óxidos de hierro (Yrigoyen y Martínez Cal, 1953). En la zona de contacto con los cuerpos intrusivos de edad carbonífera se desarrolla una aureola de esquistos moteados y areniscas micáceas con porfiroblastos de andalucita. Sin base expuesta, alcanza un espesor de 2.000 m aproximadamente, aunque cabe señalar que se trata de un dato indicativo ya que la unidad se halla afectada por intenso plegamiento. En el arroyo Cruz de Piedra, Groeber (1947) mencionó una alternancia de esquistos arcillosos y areniscas cuarcíticas intensamente plegados y afectados por tres sistemas de diaclasas: S36°E/30°NO, S40°O/70°SE y S36°E/70°NE. A lo largo del arroyo Papagayos, en el ambiente de la Cordillera Frontal, aflora una secuencia de tipo turbidítica con bajo grado metamórfico, integrada por grauvacas de grano fino de color gris verdoso y lutitas pizarreñas de color gris plomo (Fig. 2). En algunos sectores se preservan ondulitas con diseño paralelo y entrecruzado en los planos de estratificación. Restos de materia orgánica carbonizada y huecos de pirita oxidada indican un ambiente reductor. El

conjunto se halla afectado por inyección de venillas de cuarzo con carácter penetrativo, con disposición concordante y discordante con respecto a la esquistosidad. La secuencia se presenta deformada predominantemente en pliegues isoclinales de tipo paralelo e integrando estructuras más complejas.

Ambiente

Sobre la base de sus características sedimentológicas, Volkheimer (1978) interpretó el origen de esta formación como vinculado a un ambiente de flysch.

Relaciones estratigráficas

Con respecto a la relación que guarda con entidades formacionales más jóvenes, la Formación Las Lagunitas se comporta como roca de caja de cuerpos intrusivos de edad carbonífera (Tonalita Carrizalito) y permotriásica (Facies plutónico-hipabisal de la Formación Choiyoi) e infrayace a las volcanitas de edad equivalente y a las sedimentitas neocomianas (Formación Vaca Muerta).



Figura 2. Secuencia turbidítica plegada de la Formación Las Lagunitas en el arroyo Papagayos.

Edad y correlaciones

Groeber (1947) correlacionó a las formaciones Horqueta y Las Lagunitas con las unidades de alto metamorfismo regional que afloran en el cordón del Portillo y les otorgó una edad precámbrica. La asignación de la Formación Las Lagunitas al Devónico por Volkheimer (1978) está acotada por la edad de la Tonalita Carrizalito ($334 \pm 16,5$ Ma, en Dessanti y Caminos, 1967) y por su correlación con la “Serie de La Horqueta” (Dessanti, 1956), aflorante en el ámbito de la sierra Pintada y portadora de tetracorales devónicos (Di Persia, 1972). Al comparar las características de la Formación Las Lagunitas con las de la “Serie de La Horqueta” en el Bloque de San Rafael (Polanski, 1964b; Dessanti, 1956), surgen rasgos comunes que permiten considerar equivalentes a ambas formaciones. En efecto, litológicamente ambas unidades abarcan grauvacas, lutitas y cuarcitas normales y metasedimentitas (filitas y esquistos sericíticos y cuarzo-sericíticos) en facies de esquistos verdes (Polanski, 1964b). La inyección de venillas y guías de cuarzo lechoso representa un rasgo típico y aparentemente único para estas unidades, ya que no afecta a las sedimentitas carboníferas, y su origen estaría vinculado, según Polanski (1964b), con fluidos hidrotermales provenientes de intrusivos graníticos sin y post tectónicos. Desde el punto de vista estructural, ambas unidades se hallan deformadas por plegamiento y fallamiento, con características similares.

En función del estado actual del conocimiento y debido a que los análisis palinológicos de muestras provenientes del arroyo Papagayos resultaron infructuosos debido al estado altamente carbonizado de la materia orgánica, se arriba a la conclusión de que no hay elementos probatorios acerca de la edad de la Formación Las Lagunitas. En consecuencia, por correlación con la Formación La Horqueta, se la asigna tentativamente al Ordovícico-Silúrico.

2.1.2. CARBONÍFERO

Tonalita Carrizalito (3)

Tonalita biotítica

Antecedentes

La datación de una tonalita del cordón del Carrizalito permitió a Dessanti y Caminos (1967) definir una fase magmática eocarbónica para el ám-

bito de la Cordillera Frontal. Posteriormente, Volkheimer (1978) le otorgó a la unidad magmática categoría formacional, denominándola Tonalita Carrizalito.

Distribución areal

Este *stock* tonalítico abarca una superficie de 110 km² aproximadamente en el extremo austral de la Cordillera Frontal. El cuerpo intrusivo se halla limitado al noroeste por el arroyo de la Invernada Colorada y hacia el oeste por el arroyo de los Buitreros inferior. Hacia el sudoeste, el plutón aflora en la margen izquierda del cañón del río Diamante. El límite oriental, de tipo curvilíneo, se extiende a lo largo 12,5 km con orientación norte-sur.

Litología

El cuerpo plutónico incluye términos granodioríticos y tonalíticos, ricos en inclusiones microgranulares máficas. Petrográficamente, la tonalita biotítica es de color gris claro, fresca y homogénea, y está compuesta por oligo-andesina (50%), cuarzo (25%), biotita (23%) y microclino intersticial (Caminos, 1979).

Relaciones estratigráficas

El plutón intruye a los esquistos de la Formación Las Lagunitas, subyace discordantemente a las volcanitas de la Formación Choiyoi, y está intruido por cuerpos plutónicos de la misma unidad, asignada al Permotriásico.

Edad y correlaciones

Muestras provenientes del cordón del Carrizalito arrojaron una edad K/Ar sobre biotita de $334 \pm 16,5$ Ma (Dessanti y Caminos, 1967), edad que actualizada por la modificación de la constante de desintegración (Linares, 1977) es de 341 ± 17 Ma. Caminos *et al.* (1979) comunicaron una edad K/Ar de 350 ± 15 Ma para diques graníticos aplíticos que afloran en reducidos asomos en la pampa de los Avestruces. Llambías *et al.* (1993) incluyeron a la Tonalita Carrizalito en el Carbonífero, dentro del evento magmático gondwánico, el cual se extiende entre el Carbonífero y el Triásico. Las unidades plutónicas de este ciclo se hallan escasamente representa-

das en el ámbito de la Cordillera Frontal. Otro plutón granodiorítico perteneciente a este ciclo es el del cerro Punta Blanca, en el cordón del Portillo, fuera del ámbito de la Hoja, con una edad K/Ar de 337 ± 15 Ma (Camino *et al.*, 1979).

2.1.3. CARBONÍFERO – PÉRMICO INFERIOR

Formación El Imperial (4)

Conglomerados, areniscas micáceas, lutitas y niveles carboníferos

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Dessanti (1945, 1956) como Serie del Imperial para referirse a los estratos aflorantes en el arroyo El Imperial, cercanos a su desembocadura en el río Diamante y la dividió en Grupo Inferior y Superior. Posteriormente, Giudici (1971) confirmó la existencia de dos miembros litológicamente diferentes y Espejo (1990) reconoció 10 litofacies. Espejo *et al.* (1991) propusieron una reconstrucción paleogeográfica para la unidad.

Distribución areal

Esta unidad se halla ampliamente representada en el Bloque de San Rafael. En la Hoja se reconocen afloramientos correspondientes a esta formación únicamente en un sector, al este de la represa Agua del Toro.

Litología

Dessanti (1956) dividió a esta serie en dos grupos litológicos, uno inferior y otro superior, con pasaje transicional. El Grupo Inferior está integrado por conglomerados basales con clastos de basamento, areniscas estratificadas, areniscas micáceas y arcillosas y lutitas de color gris verdoso con restos de vegetales, bivalvos y niveles de carbón. Este conjunto se halla intruido por cuerpos de pórfido dacítico. El Grupo Superior está constituido por areniscas de color castaño rojizo con estratificación entrecruzada, niveles de lutitas intercalados y conglomerados lenticulares. En los bancos de arenisca se menciona el hallazgo de tallos vegetales fósiles en posición vertical. El espesor estimado por Dessanti (1956) es de 800 m aproximadamente, aunque no se trata de valores

reales debido al fallamiento que afecta a esta unidad. En el ámbito de la Hoja La Tosca, Polanski (1964b) le asignó un espesor de 1.200 m a 1.600 metros.

Paleontología

En el Grupo Inferior, Dessanti (1956) describió niveles portadores de *Orbiculoidea* sp., *Lingula* sp., *Pleurotomaria* sp., *Cyrtospirifer leoncitensis* Harr., *Syryngothyris keideli* Harr., *Spirifer* cf. *supramosquensis* Ischern. y otros braquiópodos, gastrópodos y bivalvos. Además, detalló niveles con restos vegetales carbonizados.

En el Grupo Superior, Césari y García (1989, en Azcuy, 1993) reseñaron la presencia de *Botrychiopsis weisiana* (Kurtz) Archangelsky, *Diplothemema bodenbenderi* (Kurtz) Césari, *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky, *Cordaites riojanus* Archangelsky y Leguizamón y *Paracalamites australis* (Rigby). García (1991, en Azcuy, 1993) agregó *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky.

Ambiente

El ambiente de depositación corresponde a mares someros con frecuentes oscilaciones en su nivel de base. Espejo *et al.* (1991) reconocieron tres estadios en la evolución de la cuenca: 1) relleno transgresivo inicial y sedimentación glacial-marina, 2) dominio fluvial-deltaico-marino somero y 3) continentalización y reversión de la pendiente regional.

Relaciones estratigráficas

Las sedimentitas de la Formación El Imperial se apoyan en discordancia angular sobre la Formación La Horqueta. Polanski (1964b) describió a la superficie de contacto entre el Proterozoico y el Carbonífero como buzando fuertemente hacia el naciente en el sector norte del Bloque de San Rafael. La serie se halla cubierta en discordancia por la Brecha Verde, de probable edad pérmica (Dessanti, 1956).

Edad y correlaciones

Criado Roque e Ibáñez (1979) destacaron la presencia de *Syryngothyris* como indicador de edad carbonífera para toda la unidad. Los

palinomorfos reconocidos en el Grupo Superior permitieron establecer palinozonas para los diferentes estadios evolutivos, extendiendo la edad de la formación hasta el Pérmico inferior (Azcuay, 1993).

2.2. PALEOZOICO-MESOZOICO

2.2.1. PÉRMICO-TRIÁSICO

Formación Choiyoi (5)

Andesitas, riolitas, ignimbritas, pórfidos riolíticos y dacíticos, granitos biotíticos

Antecedentes

El evento magmático conocido como Choiyoi presenta una amplia distribución en todo el ámbito cordillerano entre los 22° S, en el norte de Chile y 40° S en Neuquén y en el Bloque de San Rafael. Ha sido objeto de estudio por numerosos autores entre los cuales se destacan Avé Lallement (1892), Stappenbeck (1917) y Groeber (1918, 1947), quien la denominó como Serie Porfirítica Supratriásica y más tarde como Choiyoilitense. Polanski (1958) dividió al ciclo magmático en una Asociación Volcánica Mesovariscica, una Asociación Volcánica Tardíovariscica y asociaciones plutónicas equivalentes. Caminos (1965, 1979) optó por la denominación de Asociación Volcánica Variscica o Ciclo Eruptivo Variscico y su equivalente plutónico. Stipanovic (1965) acuñó la denominación de Grupo Choiyoi, mientras que Rolleri y Criado Roque (1970) prefirieron utilizar la categoría de formación para la unidad. Otras contribuciones importantes, en particular para el ámbito de la Cordillera Frontal mendocina, son las de González Díaz (1958), Polanski (1958, 1964b), Dessanti y Caminos (1967), Coira y Koukharsky (1976), Volkheimer (1978), Zeil (1981), Cortés (1985), Rapalini (1989), Kay *et al.* (1989), Sruoga y Llambías (1992), Poma y Ramos (1994), Gregori *et al.* (1996), Pérez *et al.* (1997) y Ramos *et al.* (1999). Volkheimer (1978) propuso las denominaciones Asociación Volcánica La Totorá y Granito La Estrechura para referirse a la expresión local de la Formación Choiyoi en la zona del río Diamante. Llambías *et al.* (1993) distinguieron, dentro del evento magmático gondwánico, el ciclo permotriásico inferior al cual identificaron como ciclo Choiyoi, integrado por una Asociación Volcánica y una Asociación Plutónica.

Distribución areal

En el área abarcada por la Hoja, la Formación Choiyoi aflora a lo largo de la Cordillera Frontal. En el extremo sur de esta provincia geológica, la unidad se presenta en facies intrusiva en el cañadón del río Diamante y en facies efusiva a lo largo del arroyo Moro. También se identifican remanentes de erosión sobre la vertiente oriental de la Cordillera Frontal. Otra zona donde afloran rocas choiyoilitenses es el sector próximo a las nacientes de los arroyos Papagayos y Yaucha. Al norte, la Cordillera Frontal está compuesta exclusivamente por el complejo volcánico - plutónico atribuible a este ciclo magmático.

Litología

Dentro de la Formación Choiyoi se discriminan facies volcánicas y plutónico - hipabisales. Esta distinción no es estricta, ya que existe una gradación continua desde cuerpos intrusivos epizonales, *stocks* subvolcánicos y términos hipabisales hasta derrames lávicos e ignimbríticos de emplazamiento netamente superficial. No obstante, se ha logrado mapear a ambas independientemente, razón por la cual se las describe en forma separada.

Facies volcánica (5a)

Andesitas, riolitas, ignimbritas

Volkheimer (1978) describió un conjunto lávico - piroclástico compuesto por brechas ígneas basales, coladas andesíticas y riolíticas e intercalaciones ignimbríticas con un espesor estimado de 500 metros. Las mejores exposiciones se encuentran a lo largo del arroyo Moro, donde las coladas andesíticas inclinan aproximadamente 20° al oeste-noroeste.

En el arroyo Carrizalito, la Formación Choiyoi (facies volcánica) se inicia con una brecha basal de 30 m de espesor con fragmentos provenientes de la Formación Las Lagunitas y matriz riolítica y continúa con coladas riolíticas e intercalaciones de mantos lávicos andesíticos. Esta brecha basal podría ser equivalente al Conglomerado del Río Blanco descrito por Caminos (1965). Algo más al norte, se han reconocido coladas fenoandesíticas de color rojizo. Al microscopio tienen hasta 35% de fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita) y lamprobolita como componentes principales y minerales opacos y piroxeno como accesorios, inmersos en una pasta hialopilitica desvitrificada.

En el arroyo Casa de Piedra afloran mantos ignimbríticos de 15 m de espesor aproximadamente, densamente soldados y con marcada disyunción columnar. Se trata de ignimbritas vítreas con textura eutaxítica conspicua, determinada por fiammes de color negro que no superan 1 cm de largo. En los sectores basales desarrollan zonas con pseudofluidalidad. Aguas arriba, en el mismo arroyo, afloran masas de pórfido riolítico de color rojizo. Las ignimbritas son de composición riolítica y contienen oligoclasa, feldespato potásico y cuarzo como componentes principales y titanita y apatita como accesorios. La matriz se presenta como un agregado felsítico.

En las nacientes del arroyo Papagayos la Formación Choiyoi se halla representada por un apilamiento de coladas, mantos de brecha, flujos ignimbríticos con variado grado de soldamiento y depósitos piroclásticos. Esta sucesión lávico - volcanoclástica varicolor, de centenares de metros de espesor, inclina unos 30° aproximadamente hacia el oeste. Se apoya en relación de discordancia sobre las lutitas y grauvacas plegadas de la Formación Las Lagunitas y está cubierta por volcanitas de edad terciaria (Fig. 3).

En general, para todo el ámbito de la Cordillera Frontal se admite (Caminos, 1965, 1979; Coira y Koukharsky, 1976; Cortés, 1985) que la unidad se halla integrada por dos secciones, una inferior de composición basáltica a andesítica, con sendas intercalaciones de depósitos sedimentarios de ambiente continental y una sección superior, de naturaleza netamente riolítica. Sin embargo, en el área abarcada por la Hoja no se han reconocido términos basálticos como se describen en otras zonas ubicadas más al norte (González Díaz, 1958; Polanski, 1964a; Poma y Ramos, 1994; Ramos *et al.*, 1999).

Facies plutónico - hipabisal (5b)

Pórfidos riolíticos y dacíticos, granitos biotíticos

En el ámbito de la Hoja, las facies intrusivas de la Formación Choiyoi están bien representadas en el extremo austral de la Cordillera Frontal y desde el arroyo Papagayos hacia el norte. En el primer sector aflora un cuerpo granítico de color rojo característico que intruye a las leptometamorfitas ordovícico-silúricas y a las tonalitas carboníferas. Corresponde a la unidad denominada por Volkheimer (1978) Granito La Estrechura o Granito Rojo. Se



Figura 3. Lavas, ignimbritas y otros depósitos piroclásticos de la Formación Choiyoi (CH). Por encima, en discordancia, se aprecian volcanitas de la Formación Huincán (H). Nacientes del arroyo Papagayos.

trata de un cuerpo granítico de pequeñas dimensiones, ya que se extiende unos 7,5 km a lo largo del río Diamante cubriendo una superficie de 28 km². Forma las abruptas paredes del cañadón del río Diamante en el paraje La Estrechura, aguas arriba de la desembocadura del arroyo Las Lagunitas. También se incluye en esta facies a un enjambre de diques de pórfido granítico rojo y posibles apófisis desconectadas del cuerpo principal. El granito es de grano medio, muy homogéneo y está compuesto por feldespato potásico de color rosado, abundante cuarzo hialino y biotita.

En el segundo sector considerado, más precisamente en las adyacencias del arroyo Cruz de Piedra, pequeños cuerpos espacialmente desconectados de la Formación Choiyoi, con tonalidades blanquecinas y blanco-amarillentas, intruyen a las metamorfitas de la Formación Las Lagunitas. Cerca del Refugio Alvarado aflora un pórfido riolítico portador de fenocristales de feldespato potásico de hasta 1 cm de tamaño, en pasta microgranular. Aguas abajo sobre el mismo arroyo, asoman masas aplíticas de color blanquecino con fuerte tinción por óxidos de hierro. En las nacientes del arroyo Yaucha aflora un cuerpo gra-

nítico con dimensiones de *stock*, con cataclasis e intensamente afectado por alteración hidrotermal. Este granito porfiroide tiene megacristales de ortosa de hasta 10 cm de tamaño y se encuentra atravesado por vetas aplíticas y pegmatíticas portadoras de turmalina y muscovita. En la localidad conocida como mina Yaucha aflora otro cuerpo granítico de grano grueso y color rojo anaranjado, con fuerte diaclasamiento vertical. Presenta una relación de intrusividad con respecto a las volcanitas andesíticas de la Formación Choiyoi y gran desarrollo de vetas aplíticas y pegmatíticas en la zona de contacto. El cuerpo muestra en ciertos sectores evidencias de alteración hidrotermal y mineralización diseminada de sulfuros metálicos, motivo por el cual ha sido objeto de algunas labores mineras en tiempos pasados. En las nacientes del arroyo Papagayos afloran pequeños cuerpos de granito porfiroide de color gris, portadores de megacristales de feldespato potásico de hasta 6 cm de largo (Fig. 4). Estos cuerpos, de 10-20 km², exhiben variaciones texturales que incluyen diques aplíticos, pórfidos, granitos porfiroides y granitos de grano grueso como reflejo de los distintos niveles de emplazamiento. Si



Figura 4. Granito porfiroide con megacristales de feldespato potásico en las nacientes del arroyo Papagayos.

bien se hallan espacialmente desconectados entre sí estarían vinculados en profundidad a una única fuente magmática de edad choiyoilense.

En el extremo norte de la Hoja, los afloramientos de las facies volcánicas de la Formación Choiyoi se hallan flanqueados por cuerpos graníticos de mayores dimensiones, como por ejemplo en el cerro Nacimiento de los Indios, atravesado por el curso inferior del arroyo del Rosario. En el puesto de la Cantera afloran rocas graníticas de color rojo anaranjado, de grano medio a grueso, con abundante ortosa, plagioclasa parcialmente alterada, cuarzo y muscovita escasa.

Fuera del ámbito de la Hoja, en la Cordillera Frontal del norte de la provincia de Mendoza, las facies plutónicas de la Formación Choiyoi adquieren dimensiones batolíticas (Polanski, 1964a; Caminos, 1965, 1979). En el cordón del Plata, el batolito está compuesto por gabros, tonalitas, granodioritas y granitos (Caminos, 1979). Estos granitos, que representan cerca del 80%, son leucocráticos y están estrechamente asociados con enjambres de diques riolíticos. Inmediatamente al norte de la Hoja, en el cordón del Portillo, Polanski (1964a) diferenció dos complejos, uno granodiorítico-tonalítico y otro granítico. Sato y Llambías (1993) propusieron la denominación de batolito El Portillo para englobar a todos los afloramientos de granitoides que se extienden entre los ríos Diamante y Mendoza. Gregori *et al.* (1996, en Ramos *et al.*, 1999) estudiaron en detalle una serie de *stocks* graníticos en la zona del cordón del Portillo y algo más al sur, en la zona del arroyo Manzano, en tanto que Ramos *et al.* (1999) describieron un conjunto de granitoides integrado por monzonitas cuarzosas, pórfidos graníticos a granodioríticos y microgranitos.

Geoquímica

La mayor parte de los autores que han tratado las características químicas de esta asociación magmática (Polanski, 1964a; Caminos, 1965, 1979; Coira y Koukharsky, 1976; Zeil, 1981; Llambías *et al.*, 1991; Poma y Ramos, 1994; Gregori *et al.*, 1996) han detectado una progresiva acidificación como rasgo evolutivo de la unidad. En efecto, tanto en las rocas plutónicas como en las volcánicas es posible observar un incremento en la participación de composiciones riolíticas con el transcurso del tiempo, hasta hacerse francamente dominantes hacia la parte superior de la formación. Los estudios geoquímicos de rocas volcánicas y plutónicas de la Formación Choiyoi

incluidos en la Hoja Cerro Tupungato (Ramos *et al.*, 1999) permiten caracterizar a ambas facies. Las volcanitas abarcan un rango en contenido de sílice entre 51% y 77%, presentan altos tenores en álcalis en general y K_2O en particular, alta relación FeO^*/MgO en los basaltos, y altas relaciones La/Ta y Ba/La en las andesitas y dacitas. Las características geoquímicas de los granitoides son equivalentes, es decir que se trata de magmas calcoalcalinos, subalcalinos, ricos en K_2O , metaluminosos a peraluminosos. Estos rasgos definen una impronta geoquímica de arco magmático continental (Ramos *et al.*, 1999). El magmatismo asociado a la subducción en el margen gondwánico se inició con el derrame de basaltos y continuó con el emplazamiento de andesitas y dacitas y del complejo tonalítico-granodiorítico asociado. Las riolitas y pórfidos riolíticos y granitos leucocráticos que coronan la formación estarían representando el cese paulatino del magmatismo de arco a consecuencia de una disminución en la velocidad de convergencia (Ramos, 1988a; Kay *et al.*, 1989) y la instalación de un régimen de extensión regional.

Relaciones estratigráficas

Los cuerpos granitoides de la Formación Choiyoi intruyen indistintamente a las leptometamorfitas de la Formación Las Lagunitas y a la Tonalita Carrizalito, mientras que las rocas volcánicas yacen sobre estas unidades y a su vez están cubiertas por conglomerados neocomianos de la Formación Vaca Muerta en la zona del río Diamante y por volcanitas neógenas.

Edad y correlaciones

Si bien los terrenos asignados al Pérmico - Triásico en la Hoja no cuentan con estudios de detalle, las características observadas sugieren su homologación con la Formación Choiyoi reconocida en el ámbito de la Cordillera Frontal mendocina y en el Bloque de San Rafael. Al establecer comparaciones surge como diferencia a resaltar la menor extensión relativa de los afloramientos y la homogeneidad litológica determinada por abundancia de granitos leucocráticos y ausencia de términos gábricos y tonalíticos, lo cual estaría obedeciendo más a diferencias en el nivel de exposición que a variaciones en el tipo de magmatismo.

Dentro del área abarcada por la Hoja, la Formación Choiyoi no posee información radimétrica

pero las relaciones estratigráficas indican una edad post carbonífera (Tonalita Carrizalito) y pre-triásica superior (Formación Arroyo Malo). En el cordón del Plata, Dessanti y Caminos (1967) comunicaron edades K/Ar que van desde 231 Ma a 202 Ma para granitos y tonalitas que intruyen a las sedimentitas carboníferas. En la cordillera del Tigre, provincia de San Juan, las dataciones correspondientes a unidades equivalentes arrojaron valores de 281 y 230 Ma (Rapalini, 1989). Pérez *et al.* (1987) obtuvieron valores de 203 y 204 Ma para rocas riolíticas de Paramillos de las Vacas, provincia de Mendoza. Llambías *et al.* (1991) consideraron que el complejo volcánico-plutónico choiyolilitense se halla acotado en su base por el desarrollo de la Superficie San Rafael, generada a partir de la fase orogénica Sanrafaélica de edad carbonífera superior.

2.3. MESOZOICO

Las unidades de edad triásica, jurásica y cretácica que representan el relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina han merecido la atención de numerosos autores, en especial debido a su importancia económica en la producción de petróleo y gas. Desde principios de siglo pasado hasta los años '70 aproximadamente, el enfoque en el estudio de las secuencias mesozoicas ha sido esencialmente cronoestratigráfico, basado en la identificación de biozonas y su comparación con aquellas del hemisferio norte (Burckhardt, 1900; Gerth, 1925, 1931; Lahee, 1927; Groeber, 1918, 1929; Weaver, 1931). Groeber (1946 y 1947) introdujo el tratamiento de las secuencias mesozoicas en ciclos sedimentarios: el Jurásico (Lías-Dogger), que incluye el Cuyano inferior y superior y el Chacayano, el Ándico (Kimmeridgiano- Albiano) y el Riográndico (Cenomaniano-Paleoceno). Los trabajos de Leanza (1945), Stipanovic (1969), Rolleri y Criado Roque (1970) e Yrigoyen (1972), entre otros, constituyeron valiosos aportes que enriquecieron el conocimiento desde los enfoques paleontológico, litoestratigráfico y tectónico. A partir de los años '80, la aplicación de los modelos de facies sedimentarias, de la noción de cambios eustáticos globales y de los conceptos modernos de estratigrafía secuencial permitieron elaborar ordenamientos cronoestratigráficos más refinados, actualmente en vigencia. Numerosos son los trabajos realizados por geólogos vinculados a la industria petrolera, entre ellos, los más destacados

son: los de Uliana *et al.* (1977), Legarreta y Kozlowski (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta (1991), Legarreta y Uliana (1991), Legarreta *et al.* (1993). En este trabajo se adopta el esquema estratigráfico propuesto por Kozlowski (1984) y el ordenamiento bioestratigráfico de Riccardi *et al.* (1999).

2.3.1. TRIÁSICO - JURÁSICO

Formación Arroyo Malo (6)

Pelitas laminadas, sabulitas y areniscas

Antecedentes

Riccardi *et al.* (1988) señalaron la existencia de sedimentitas de probable edad triásica por debajo de capas del Jurásico inferior, documentadas paleontológicamente, en la zona del alto valle del río Atuel. Posteriormente, el hallazgo de invertebrados marinos permitió a Riccardi *et al.* (1997) definir la existencia de Triásico marino en la zona y categorizar la unidad como Formación Arroyo Malo. Además de su importancia local, las sedimentitas del arroyo Malo constituyen los únicos afloramientos triásicos de ambiente marino en la Argentina.

Distribución areal

Riccardi *et al.* (1997) propusieron como área tipo a la región ubicada sobre la margen izquierda del arroyo Malo, más precisamente en el curso medio de uno de sus afluentes, el arroyo Alumbre. No se han detectado otros afloramientos, aunque no se descarta una distribución areal más amplia infrayaciendo a las areniscas hettangianas, tanto en superficie como en subsuelo.

Litología

La sección tipo, de 286 m de espesor, consiste, esencialmente, en pelitas laminadas y masivas de color gris azulado con inclusión de cadilitos (*dropstones*) e intercalación de lentes de areniscas y sabulitas (Fig. 5). Es posible reconocer varios ciclos granocrecientes dentro de la sección.

Paleontología

Los restos fósiles hallados incluyen varias especies de bivalvos, dos de gastrópodos, un braquiópodo, un nautiloideo y un cnidario. Las determinaciones

preliminares incluyen: *Cassianella* cf. *peruana* Korner, *Otapiria* spp., *Liostrea* sp., *Minetrigonia* ? *multicostata*, “*Astarte*” *incae* ? Jaworski, *Palaeocardita peruviiana* ? Cox, *Septocardia* cf. *peruviana* Cox, *Tutcheria*? sp., *Guidonia* sp., *Omphaloptycha* ? sp., *Zugmayerella* ? cf. *koeneri* Sandy, *Nautiloidea* indet. y *Cnidaria* indet. También se han descrito foraminíferos, ostrácodos y restos vegetales. Recientemente, el hallazgo de amonites del género *Choristoceras* Hauer (Riccardi e Iglesia Llanos, 1999) permite definir con precisión la transición de las facies marinas del Triásico y el Jurásico.

Ambiente

A modo de interpretación preliminar, Riccardi *et al.* (1997) propusieron para las sedimentitas de la Formación Arroyo Malo un origen en ambiente deltaico (*fan-delta*) alimentado por un sistema fluvial entrelazado.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad no presenta base aflorante, aunque se infiere que se apoya en discordancia sobre la Formación Choyoi en el subsuelo. Su techo apa-

rece cubierto en concordancia por los conglomerados de la Formación El Freno.

Edad

El hallazgo de *Choristoceras* Hauer permitió asignar a esta unidad al lapso Triásico superior (Rhaetico) Jurásico inferior (Hettangiano).

2.3.2. JURÁSICO

GRUPO CUYO

Antecedentes

Este tramo jurásico inferior a medio corresponde al denominado Ciclo Cuyano (Groeber, 1947), Grupo Cuyo o Mesosecuencia Cuyo (Legarreta y Gulisano, 1989). Volkheimer (1970, 1978) propuso el ordenamiento estratigráfico de las unidades liásicas a doggerianas, que muestra el cuadro 2.

Sin embargo, de acuerdo al esquema estratigráfico propuesto por Kozlowski y Baldi (1983) y Kozlowski (1984), la Formación Tres Esquinas, equivalente de la Formación El Codo, es considerada como una variación de facies de la Formación Puesto Araya.



Figura 5. Secuencia pelítica de la Formación Arroyo Malo infrayaciendo a los conglomerados de la Formación El Freno en el arroyo Alumbre.

Grupo Cuyo	Subgrupo El Codo (Dogger)	Formación Tábanos
		Formación El Codo
	Subgrupo Río Atuel (Lías)	Formación Puesto Araya
		Formación El Freno

Cuadro 2. Ordenamiento estratigráfico de las unidades liásicas a doggerianas.

Formación El Freno (7)

Conglomerados, areniscas de grano medio a grueso, niveles limolíticos

Antecedentes

Esta unidad ha sido definida por Reijenstein (1967) y retomada por Volkheimer (1970, 1978). El Subgrupo Río Atuel de Volkheimer (1978) ha sido denominado de varias formas por distintos autores: Arenisca del río Atuel (Gerth, 1925), Matilda Series (Lahee, 1927), Cuyano inferior (Groeber, 1947), Formación Río Atuel, Grupo Río Atuel (Stipanovic, 1969).

Distribución areal

La Formación El Freno se halla excelentemente representada al norte del río Atuel, desde el arroyo Malo hasta el arroyo Blanco en las nacientes de los arroyos La Manga y Tábanos. Junto con la Formación Puesto Araya conforma una serranía que alcanza los 4.000 m de altura, constituyendo los depósitos de mayor antigüedad de la Cuenca Neuquina. También aflora en el cerro La Brea, al sur del río Atuel.

Litología

De acuerdo con Volkheimer (1978), se compone de areniscas de grano medio a grueso, micáceas a feldespáticas, conglomerados y vaques. Los clastos de los conglomerados son de riolitas y andesitas provenientes de la Formación Choiyoi y de cuarcitas pertenecientes a la Formación Las Lagunitas. El color del conjunto es gris claro hasta blanco amarillento. Con un espesor estimado en 900 m, se destaca una predominancia de conglomerados al este y una mayor participación relativa de areniscas e intercalaciones de niveles limolíticos hacia el oeste. Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), la For-

mación El Freno está integrada por tres intervalos en sentido vertical: I) areniscas conglomerádicas y conglomerados polimícticos en sucesión granocreciente y arreglo en capas masivas, lenticulares y con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, II) conglomerados polimícticos masivos y III) conglomerados arenosos, areniscas y arcilitas de color verdoso. Las capas del Jurásico inferior del río Atuel se hallan estructuradas según un sistema de corrimientos y retrocorrimientos con pliegues por propagación de falla asociados (Kozłowski *et al.*, 1993; Fortunatti y Dimieri, 1999).

Ambiente

La secuencia conglomerádica inicial corresponde a un ambiente continental, más precisamente de abanicos aluviales y ambiente fluvial entrelazado (Legarreta *et al.*, 1993). Hacia arriba la secuencia evoluciona a un ambiente litoral a nerítico caracterizado por alta energía de transporte (Volkheimer, 1978). Lanés (1999) describió facies turbidíticas potentes en los arroyos Malo y El Pedrero cuyas particularidades sedimentarias indican la somerización de un abanico deltaico desde áreas de prodelta hasta zonas proximales del lóbulo con un talud orientado hacia el OSO hasta NO. Las variaciones de facies indican que el borde de la cuenca liásica estaba situado hacia el este del arroyo Blanco.

Paleontología

La unidad contiene restos de troncos e improntas fósiles y amonites correspondientes a la Zona de *Psiloceras planorbis* (Riccardi *et al.*, 1988).

Relaciones estratigráficas

Localmente la formación se dispone por encima de la Formación Arroyo Malo, aunque no se descar-

ta su relación sobre las rocas magmáticas de la Formación Choiyoi en el subsuelo. La Formación Choiyoi es considerada el basamento en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina. Esta relación se halla bien expuesta un poco más al sur de la zona de trabajo, en la zona de Portezuelo Ancho, cerca de Las Leñas. Hacia arriba pasa en concordancia a la Formación Puesto Araya.

Edad y correlaciones

La presencia de amonites de la zona de *Psiloceras planorbis* permite asignar la unidad al Hettangiano-Sinemuriano (Riccardi *et al.*, 1988). De acuerdo a Legarreta y Uliana (1999), esta formación correlacionable, al menos en parte, con la Formación Piedra Pintada del sur de la provincia del Neuquén.

Formación Puesto Araya (8)

Areniscas finas, calcarenitas, limolitas, limolitas margosas, niveles carbonosos

Antecedentes

Esta unidad ha recibido diversas denominaciones: Formación Las Chilcas (Reijenstein,

1967), Formación El Cholo (Stipanovic y Bonetti, 1970) y Formación Puesto Araya (Volkheimer, 1978). Este último autor realizó una descripción muy detallada de esta unidad y de la zonación bioestratigráfica correspondiente. Debido a su abundante contenido fosilífero cuenta con numerosos trabajos paleontológicos, entre los que se destacan los de Herbst (1964, 1968) y Stipanovic y Bonetti (1970).

Distribución areal

En general, su distribución areal coincide con la de la Formación El Freno. Sus exposiciones más completas se encuentran en la margen norte del valle del río Atuel. En las nacientes del río Atuel, entre el arroyo del Gateado y la laguna del Atuel, Groeber (1947) describió al Cuyano inferior muy perturbado tectónicamente, en escamas corridas sobre la Formación Auquilco. Inmediatamente al norte del volcán Maipo, Groeber (1947) mencionó la existencia de afloramientos del Cuyano inferior en las nacientes del arroyo El Gorro. También aflora en el codo del arroyo Blanco, en los arroyos La Manga y Tábanos, extendiéndose hacia el norte hasta la base del cerro Malo.



Figura 6. Restos de amonite en el área del cerro La Brea.

Litología

Consiste en una alternancia de areniscas lajosas de grano fino, feldespáticas y micáceas, donde se intercalan calcarenitas, limolitas y limolitas margosas de color gris a negro. Aparecen niveles carbonosos intercalados que contienen abundante flora fósil (mina Cervantes, arroyo Las Chilcas, cerro La Brea y mina Tránsito). En el valle del río Atuel la sucesión está penetrada por enjambres de diques andesíticos y pequeños cuerpos intrusivos de edad terciaria. Alcanza un espesor de 400 m aproximadamente.

Paleontología

El principal contenido fosilífero consiste en amonites: *Arietites nodosaries*, *Arnioceras geometricum*, *Echioceras*, *Gemmellaroceras* sp., *Uptonia jamesoni*, *Tragophylloceras weschsleri*, *Hildoceras*, *Hammatoceras*, *Dumortieria* y *Pleydellia* (Fig. 6); pelecípodos: *Pholadomya decorata*, *Pecten sosneadoensis*, *Trigonia chubutensis*; braquiópodos: *Lobothyris punctata*, *Spiriferina rostrata*, *Rhynchonella vigillii*; flora: *Cladophlebis*, *Otozamites*, *Equisetites*, *Neocalamites*, *Sagenopteris*, *Asterotheca fuchsii*, *Asplenium whibyense*, *Pterophyllum princeps*, *Psilophyllum* sp., *Thinnfeldia* sp. y *Coniferae*. También se han hallado restos de gasterópodos, crinoideos y hexacorales (Volkheimer, 1978).

Ambiente

Corresponde, según Volkheimer (1978), a un ambiente epinerítico en la zona del arroyo Blanco hasta infranerítica en el arroyo Malo. En el oeste (arroyo Malo) y norte (arroyo Tordillo) el predominio de limolitas y lutitas oscuras ricas en pirita indica aereación reducida del fondo marino. El área oriental, epinerítica, fue transformada en pantanos costaneros con un desarrollo de abundante vegetación, principalmente de helechos y Bennettitales (Volkheimer, 1978). De acuerdo con Legarreta y Gulisano (1989), las areniscas de la Formación Puesto Araya representan un ambiente marino marginal (playa hasta *shoreface* inferior).

Relaciones estratigráficas

La base, concordante sobre la unidad anterior, está dada por la aparición de contenido fosilífero en abundancia. En forma concordante, lateral y verticalmente pasa a la Formación El Codo.

Edad y correlaciones

De acuerdo con Volkheimer (1978) esta formación puede ser asignada al lapso Sinemuriano-Toarciario en virtud de su abundante contenido fosilífero, en particular por la presencia de las siguientes especies de amonites: *Arietites nodosaries* y *Arnioceras geometricum*, del Sinemuriano inferior, *Echioceras*, del Sinemuriano superior, *Gemmellaroceras* sp., *Uptonia jamesoni* y *Tragophylloceras weschsleri*, del Pliensbachiano inferior, *Hildoceras*, del Toarciario inferior y *Hammatoceras*, *Dumortieria* y *Pleydellia* del Toarciario superior. Esta unidad sería correlacionable con la porción inferior de la Formación Los Molles (Pliensbachiano-Calloviano, Riccardi *et al.*, 1999) ampliamente extendida en la provincia del Neuquén.

Formación El Codo (9)

Lutitas negras en parte areniscosas, margas y calizas oscuras

Antecedentes

Volkheimer (1970) definió esta formación en alusión al codo del arroyo Blanco, localidad tipo ubicada a 13 km al norte de su desembocadura en el río Atuel. Es considerada equivalente al Cuyano superior de Groeber (1947) y a la Formación China Muerta de Stipanovic y Bonetti (1970). En trabajos posteriores (Yrigoyen, 1979; Legarreta y Gulisano, 1989) esta unidad fue denominada como Formación Tres Esquinas.

Distribución areal

Aflora en tres sinclinales situados al sur del río Atuel, en la zona de los arroyos Blanco y Tordillo y al sudoeste del cerro Malo. En la zona del alto río Atuel, Groeber (1947) describió al Cuyano superior amasado tectónicamente con la Formación Auquilco y dispuesto en una faja que cruza los cursos superiores de los ríos Bravo, Barroso y Borbollón. Afloramientos reducidos fueron mencionados por Groeber (1947) en el faldeo occidental del cerro El Gorro, en las proximidades del límite con Chile.

Litología

Esta unidad está compuesta esencialmente por lutitas gris oscuras, en parte areniscosas, con



Figura 7. Calizas estromatolíticas de la Formación El Codo en el codo del arroyo Blanco.

intercalaciones de margas y calizas oscuras y calizas estromatolíticas gris azuladas (Fig. 7), con abundante contenido amonitifero. En el codo del arroyo Blanco las capas integran una estructura monoclinas de rumbo meridiano e inclinación de 40° a 60° hacia el este, con un espesor de 200 m aproximadamente. Volkheimer (1978) destacó una disminución importante en el espesor de esta unidad de sur a norte, pasando de 600 m al sur del río Atuel a 140 m en el arroyo Tordillo. Kozlowski y Baldi (1983) describieron a esta unidad, a la cual denominaron Formación Tres Esquinas, constituida por dos litofacies: una dominante de pelitas negras y otra de areniscas y conglomerados. En ciertas localidades (Vega Montosa y arroyo de La Yesera), niveles clásticos de escaso espesor se disponen por encima de las pelitas.

Paleontología

Los principales géneros de amonites con valor cronoestratigráfico, los cuales han permitido establecer la zonación del Jurásico medio (Westermann y Riccardi, 1972) son: *Leioceras opalinum*, *Eudmetoceras gerthi*, *Sonninia zitelli*, *Pseudotoites* sp., *Emileia multiforme*.

Ambiente

La acumulación sedimentaria tuvo lugar en un ambiente marino relativamente profundo de plataforma externa y centro de cuenca. Representa el acmé de la transgresión durante el Jurásico inferior a medio para estas latitudes (Yrigoyen, 1979; Legarreta y Gulisano, 1989). El neto carácter transgresivo de la unidad estaría sugiriendo la adición del efecto de la subsidencia térmica al ascenso eustático global registrado para estos tiempos (Legarreta *et al.*, 1993). La ocasional presencia de turbiditas gruesas indica relativa proximidad al talud continental (Kozlowski y Baldi, 1983). Volkheimer (1978) propuso un escenario paleogeográfico dominado por golfos y dorsales internas transitorias para explicar las variaciones litofaciales y los cambios de espesor y tamaño de grano de los depósitos clásticos.

Relaciones estratigráficas

La Formación El Codo muestra una relación concordante y parcialmente diacrónica con la Formación Puesto Araya y es cubierta a su vez por las capas yesíferas de la Formación Tábanos.

Edad y correlaciones

Esta unidad es asignada al Eomesojurásico (Aaleniano-Bajociano) en función de la fauna de amonites con valor cronoestratigráfico (cf. *Paleontología*) y es correlacionable parcialmente con la Formación Los Molles (Riccardi *et al.*, 1999).

Formación Tábanos (10)

Yeso

Antecedentes

Esta unidad fue denominada como Yeso inferior por Yrigoyen y Martínez Cal (1953), más tarde fue definida como Formación Tábanos por Stipanovic (1965) y descripta por Dellapé *et al.* (1979) y Riccardi *et al.* (1991).

Distribución areal

Su localidad tipo se encuentra en el arroyo Tábanos, afluente de la margen izquierda del arroyo La Manga. También integra el perfil del codo del arroyo Blanco, aunque en muchos sitios aledaños ha sido eliminado tectónicamente. Al sur del río Atuel, Volkheimer (1978) mencionó la presencia de esta unidad en el arroyo Las Piedras.

Litología

La formación está compuesta por un nivel de yeso masivo, blanco, poco estratificado, con algunas intercalaciones de calizas estromatolíticas (Kozlowski y Baldi, 1983). Su espesor no supera los 30 m y tiende a acunarse hacia el norte y sur. En el codo del arroyo Blanco, la Formación Tábanos se inicia con calizas oscuras poco potentes.

Ambiente

La depositación de esta unidad está indicando un período de circulación restringida a casi completa desecación, debido a una caída breve y brusca en el nivel medio del mar (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

Esta formación se dispone de modo concordante sobre las capas lutíticas de la Formación El Codo y es cubierta, mediante discordancia erosiva

poco marcada, por los depósitos de la Formación Lotena.

Edad

Esta unidad ha sido asignada al Calloviano inferior, sobre la base de relaciones estratigráficas y al contenido amonífero descrito por Riccardi *et al.* (1991).

GRUPO LOTENA

El Grupo Lotena (Legarreta y Gulisano, 1989) incluye tres formaciones: Lotena, La Manga y Auquilco (Fig. 8).

Formación Lotena y Formación La Manga (11)

Areniscas, conglomerados, arcilitas, margas y calizas

Antecedentes

Tradicionalmente han sido consideradas como dos unidades separadas (Weaver, 1931; Groeber, 1929; Stipanovic y Mingramm, 1952 y Stipanovic,

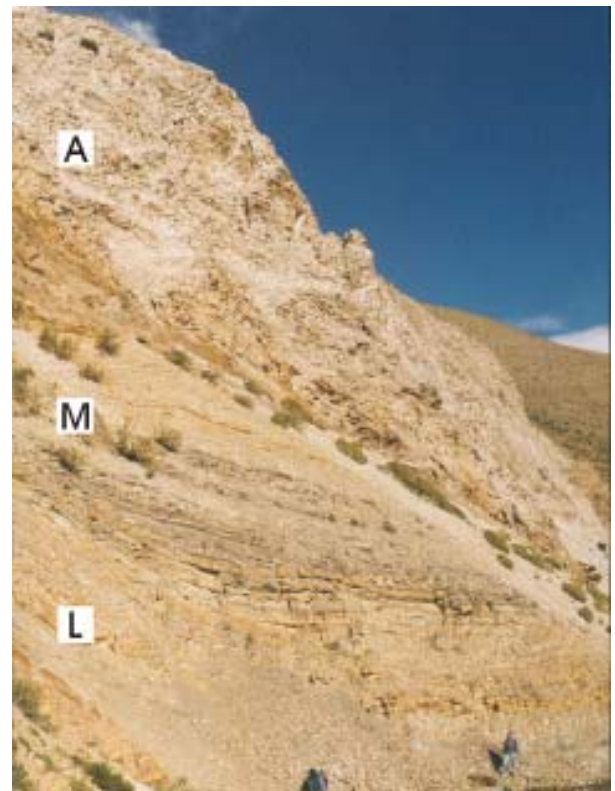


Figura 8. Perfil del codo del arroyo Blanco, donde se observa las unidades del Grupo Lotena: Formación Lotena (L), Formación La Manga (M) y Formación Auquilco (A).

1965). Sin embargo, de acuerdo a estudios sedimentológicos, Legarreta (1991) consideró a la Formación Lotena como el tramo basal de la Formación La Manga dentro del ciclo Neocaloviano - Oxfordiano.

Distribución areal

Aflora al sur del río Atuel en la zona de los arroyos Felipe, Las Piedras y Las Animas y al norte del mismo, en el codo del arroyo Blanco, en el arroyo La Manga, en Yeseras Grandes, en el faldeo sur de los cerros Sosneado y Guanaquero y en la zona del arroyo Tordillo y del río Negro.

Litología

Esta unidad se inicia con areniscas arcósicas de color gris verdoso y conglomerados finos lenticulares. Los bancos de areniscas finas presentan estratificación paralela y entrecruzada. Hacia arriba aparecen delgados bancos de margas y calizas gris verdosas, portadoras de restos de amonites. Los estratos manguenses, conocidos como Calizas azules con *Gryphaea* (Groeber, 1929) están compuestos por una neta predominancia de sedimentos calcáreos y en forma subordinada se incluyen componentes siliciclásticos. En el perfil del codo del arroyo Blanco y en el curso medio del arroyo La Manga afloran calizas fétidas de color gris azulado, finalmente lajosas, con intercalaciones de yeso, chert, calizas oolíticas, margas y lutitas negras. Localmente, con los *grainstones* calcáreos se asocian facies de calizas coralígenas y calizas micrítico-esqueléticas. El espesor total de la unidad oscila entre 250 y 400 metros.

Paleontología

En la Formación Lotena se han hallado restos de *Reineckeia anceps* (Stipanovic, 1965, en Volkheimer, 1978), mientras que la Formación La Manga es portadora de pelecípodos (*Gryphaea*) y variedad de amonites de la Zona de Transversarium (*Peltoceras*, *Euspidoceras*, *Perisphinctes*).

Ambiente

El ambiente evoluciona de continental en su parte inferior a marino en la sección superior. Este último corresponde a un medio de plataforma de aguas cla-

ras, poco profundas y con salinidad marina normal bajo procesos predominantes de tipo hidrodinámico y participación subordinada de construcciones de carácter organógeno (biohermos) (Legarreta y Gulisano, 1989).

Relaciones estratigráficas

La Formación Lotena se dispone en forma concordante sobre los niveles yesíferos de la Formación Tábanos y es cubierta en pseudoconcordancia por la Formación La Manga, la cual a su vez muestra un pasaje transicional hacia la Formación Auquilco.

Edad

El conjunto Lotena-La Manga es asignado al lapso Calloviano superior- Oxfordiano por su contenido fosilífero (cf. *Paleontología*).

Formación Auquilco (Yeso Principal) (12)

Yeso, niveles micríticos

Antecedentes

Esta unidad constituye una de las formaciones mesozoicas mejor representadas en todo el ámbito de los Andes neuquino-mendocinos. Schiller (1912) la llamó Yeso Principal en la zona del cerro Aconcagua. Posteriormente, Weaver (1931) acuñó el nombre de Formación Auquilco y más tarde Groeber (1946) introdujo la denominación de Formación Auquilco, de mayor arraigo en la literatura geológica. En otro intento de reordenamiento estratigráfico, Groeber (1947) propuso el término Chacayano, el cual consta de una sección inferior o Auquilcoense y una sección superior o Tordillense. Yrigoyen y Martínez Cal (1953) emplearon Auquilcoense para describir los afloramientos yesíferos del codo del arroyo Blanco.

Distribución areal

La formación aflora al sur del valle del río Atuel, en el arroyo Felipe y en el cerro Chivato y al norte del citado río, en el codo del arroyo Blanco, en los arroyos La Manga y de las Yeseras, hasta las playas del Jote y al pie del cerro Guanaquero. En el curso superior del río Atuel, desde la laguna homónima hasta el cerro

Sosneado aproximadamente, esta unidad presenta una amplia distribución, aflorando a ambos lados del valle y conformando cerros como el Calabozo. En esta zona se halla muy perturbada tectónicamente o, según descripción de Groeber (1947), “amasado tectónicamente”, razón por la cual su relación con otras formaciones jurásicas no está muy clara y su espesor está incrementado debido a repeticiones de origen tectónico. En el área del cerro Las Choicas los estratos yesíferos se hallan bien representados e intensamente plegados.

Litología

Se trata de yeso casi puro, de color blanco a blanco grisáceo, bandeado, con intercalaciones de delgados bancos de calizas fétidas portadoras de restos de amonites mal conservados. Alcanza una potencia de 200 m en el codo del arroyo Blanco. En la zona al sur del río Diamante la secuencia se inicia con micritas laminadas de color gris oscuro, con olor a hidrocarburos, de probable origen algáceo. El yeso presenta dos litofacies: yeso laminado y nodular. La primera es la más abundante e indica la existencia de cuerpos de agua hipersalinos, mientras que la segunda es de origen diagenético (Kozłowski y Baldi, 1983).

Ambiente

De acuerdo con Legarreta *et al.* (1993) y en un sentido más regional, las variaciones litofaciales reconocidas en esta unidad permiten identificar períodos de tiempo cuando prevalecía un medio marino mesohialino sometido a reiterada exposición subaérea (facies calcáreas: *boundstone* criptoalgal con estructuras intraplegadas), momentos en los cuales el medio acusaba salinidad próxima a la normal (facies carbonáticas: *grainstones* y *packstones*) y períodos póstumos en los cuáles se produjo una exposición subaérea completa (facies detrítica: pelitas rojas).

Relaciones estratigráficas

Se dispone en relación transicional con la Formación La Manga y se presenta en casi todos los casos cubierta por las sedimentitas continentales de la Formación Tordillo. En algunos casos, como en el

cerro Tres Lagunas, en las playas del Jote y en el cerro Guanaquero, las masas yesíferas de la Formación Auquilco están cubiertas por volcanitas terciarias.

Edad

Esta unidad carece de restos paleontológicos y es asignada al Oxfordiano - Kimmeridgiano por la existencia de *Perisphinctes (Orthosphinctes) aff. Tiziani* (Oppel), perteneciente a la Zona del bimammatum en estratos infrayacentes (Volkheimer, 1978).

2.3.3. JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO

GRUPO MENDOZA

Antecedentes

Tradicionalmente se consideró con esta denominación al conjunto depositacional transgresivo de edad titoneocomiana (Groeber, 1946; Stipanovic, 1969; Yrigoyen, 1979). En Neuquén, el Grupo Mendoza aumenta considerablemente en espesor y en variedades de sus facies, pudiendo diferenciarse, según Weaver (1931), cuatro formaciones: Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio. Yrigoyen (1979) destacó las notables variaciones de espesor y litología que presenta este grupo entre localidades no muy distantes. En Mendoza, Groeber (1947) definió al Ciclo Mendociano como una sola entidad estratigráfica, criterio adoptado por Volkheimer (1978) para su Grupo Mendoza. La tendencia actual es incluir a la Formación Tordillo y su equivalente Formación Río Damas dentro de este grupo (Legarreta *et al.*, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta *et al.*, 1993). Para la zona entre los ríos Diamante y Atuel, el Grupo Mendoza se halla integrado por las formaciones Río Damas/Tordillo, Vaca Muerta, Chachao y Agrio (Legarreta *et al.*, 1981; Kozłowski y Baldi, 1983).

Debido a la escala del mapa, en algunos sectores se ha optado por un tratamiento conjunto de las formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio, mientras que en otros se las ha mapeado separadamente, salvo las Formaciones Chachao y Agrio, que aparecen mapeadas en conjunto, en todos los casos, por el escaso espesor de la primera de ellas.

Formación Río Damas (13)

Basaltos, andesitas, diques andesíticos, brechas volcánicas. Conglomerados y areniscas

Antecedentes

Esta unidad fue definida en Chile por Klohn (1960) en el valle del río homónimo, a los 35° S, como un “complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos y de esporádicos sedimentos químicos”. Groeber (1947) denominó como Chilelense a un “potente conjunto de mantos, brechas y tobas de porfirita ... que posee propagación horizontal vastísima y un espesor de 4.000 y más metros en la ladera occidental de los Andes”. Es considerada como el equivalente lateral de la Formación Tordillo (Davidson y Vicente, 1973; Yrigoyen, 1979).

Distribución areal

Esta unidad presenta amplia distribución en territorio chileno, alcanzando espesores de hasta 5.500 m en las nacientes del río Tinguiririca y en Las Choicas (Klohn, 1960). En el ámbito de la

Hoja se encuentra bien representada en el ángulo sudoeste, formando el límite con Chile al sur y al norte del portezuelo de las Damas. Aflora principalmente en toda la cuenca de los arroyos Las Lágrimas y Los Gateados y al oeste del cajón del Burro.

Litología

Corresponde a un complejo volcano-sedimentario integrado por coladas basálticas y andesíticas, potentes mantos de brechas, conglomerados y areniscas, depósitos piroclásticos intercalados y enjambres de diques andesíticos. En la región limítrofe inmediatamente al sur de la Hoja, Davidson y Vicente (1973) destacaron la brusca variación de facies de la unidad, que pasa de miles de metros de brechas volcánicas y coladas en Chile a centenares de metros de areniscas rojas en el río Tordillo. En la Hoja Santiago, Thiele (1980) describió a esta formación compuesta por “conglomerados y brechas de color rojizo y verdoso, con intercalaciones potentes de areniscas y limolitas y abundantes niveles de rocas volcánicas



Figura 9. La Formación Auquilco en primer plano, en las nacientes del arroyo La Horqueta. En segundo plano, interdigitación entre las sedimentitas de la Formación Tordillo y las volcanitas de la Formación Río Damas.

andesíticas”. Dentro de la Hoja, en la zona del arroyo La Horqueta, afluente sur del arroyo de Las Lágrimas, y en el cajón del Burro se puede apreciar el pasaje lateral entre la Formación Tordillo y la Formación Río Damas, por neto incremento de material de origen volcánico (Fig. 9). Las brechas polimícticas intercaladas entre los depósitos rojos típicamente tordillenses se caracterizan por englobar gran cantidad de clastos andesíticos porfíricos. También las coladas intercaladas son más frecuentes y potentes en dirección oeste. Se trata de fenobasaltos olivínicos alterados, porfíricos, portadores de grandes cristales de plagioclasa parcialmente reemplazada por agregados arcilloso-calcíticos, piroxeno y olivino serpentizado. Las andesitas se caracterizan por poseer grandes fenocristales de plagioclasa (hasta 3 cm) en pasta vítrea. Se presentan asociadas con potentes brechas de flujo. El conjunto está afectado por alteración propilítica. Los diques andesíticos, de 15 m de espesor, exhiben disyunción columnar perpendicular a las paredes. La roca presenta textura porfiroide con plagioclasa y mafitos totalmente alterados.

Ambiente

La secuencia sedimentaria de este complejo se habría acumulado en el borde oriental de un arco volcánico activo, en un sistema de abanicos aluviales coalescentes y ríos anastomosados (Davidson, 1988). Sobre la base de consideraciones de las facies es posible separar: 1) una región occidental caracterizada por sedimentación de tipo torrencial de pie de monte y corrientes de barro al pie de una cordillera volcánica, bajo condiciones de clima árido a semiárido, 2) una región oriental central, dominada por una sedimentación más fina de cuenca endorreica con facies lagunares temporales de tipo *sabkha* y 3) una región oriental marginal al cratón, particularizada por depositación clástica gruesa con áreas de proveniencia situadas al este (Davidson y Vicente, 1973).

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia sobre los depósitos yesíferos de la Formación Auquilco y es cubierta en concordancia por las capas marinas del Tithoniano inferior. Se presenta intruida por pórfidos riódacíticos terciarios y en dirección al cerro Risco Plateado desaparece debajo de los

derrames lávicos de edad coyocholitense. Lateralmente pasa a los depósitos clásticos de la Formación Tordillo.

Edad

De acuerdo con sus relaciones estratigráficas, en particular por la interdigitación con las capas clásticas tordillenses, se le asigna a la formación una edad kimmeridgiana.

Formación Tordillo (14)

Areniscas, conglomerados, limolitas rojas, arcilitas. Basaltos

Antecedentes

Gerth (1925) denominó inicialmente a esta unidad Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm. Posteriormente, Groeber (1946) introdujo el término de Tordillense, categorizado luego como Formación Tordillo por Stipanovic (1969).

Distribución areal

Posee amplia distribución areal. Aflora al sur del río Atuel en varios núcleos de anticlinales en los arroyos Felipe y Paulino, y al norte del mismo río, a lo largo del flanco oeste de la loma del Medio a modo de faja de rumbo meridiano. De modo discontinuo se reconocen afloramientos de la Formación Tordillo en varios anticlinales en el arroyo homónimo y en playas del Jote. Hacia el norte, la unidad se presenta integrando pliegues y láminas de corrimiento en la región de las nacientes del río Diamante (arroyo Bravo y ríos Barroso y Borbollón). Al norte del volcán Maipo, fajas tordillenses de orientación meridiana continúan hacia la Hoja vecina. Por último, esta formación también aflora en la margen sur del río Diamante, en las proximidades del cerro de la Mala Dormida y en el arroyo Moro, afluente norte del río Diamante.

Litología

Estos depósitos con espesores importantes (600 a 700 m) consisten en una alternancia de conglomerados polimícticos de color rojizo, areniscas en parte arcósicas y niveles de arcilitas y limolitas de color marrón rojizo. En el ámbito de la Hoja, el Miembro Verde de la Formación Tordillo, compuesto por areniscas verdosas de ambiente lacustre, se halla escasamente representado.

Kozlowski y Baldi (1983) diferenciaron dos secciones: una inferior constituida por vaques y una superior por conglomerados. Las vaques son de color morado a verde amarillento, con espesores de 400 m en el arroyo La Manga y 800 m en el cerro Amarillo. Los conglomerados son de color morado a verde amarillento, gruesos a muy gruesos y contienen clastos de volcanitas de la Formación Choiyoi, evidenciando un área de aporte coincidente con el extremo sur de la actual Cordillera Frontal. Al sur del río Atuel, remontando el arroyo Paulino, esta unidad alcanza un espesor de unos 500 m aproximadamente y está integrada por areniscas y limolitas rojizas con lentes sabulíticas y conglomerádicas (Fig. 10). Los estratos psamíticos, de geometría tabular, presentan estratificación planar y entrecruzada. En los planos de estratificación suelen preservarse calcos de ondulitas y grietas de desecación. Al sur del río Diamante, cerca del cerro de la Mala Dormida, se identifican coladas basálticas intercaladas en las capas rojas tordillenses.

Ambiente

El ambiente es de tipo continental, con cursos fluviales y abanicos aluviales conectados a depresiones de tipo *playa-lake* (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

Al igual que la Formación Río Damas, su equivalente lateral, esta unidad se apoya en discordancia sobre la Formación Auquilco y es cubierta por los depósitos marinos de edad tithoneocomiana. En el río Diamante y en el arroyo Moro se apoya en fuerte discordancia sobre la Formación Choiyoi, reflejando el comportamiento transgresivo que caracteriza al Grupo Mendoza en esta porción de la cuenca.

Edad

Debido a la ausencia de restos fosilíferos, las relaciones estratigráficas permiten asignar a esta unidad al Kimmeridgiano.

Formación Vaca Muerta (15)

Pelitas negras, calizas, margas, conglomerados y areniscas. Diabasas

Antecedentes

Esta formación fue definida por Weaver (1931) para referirse a un conjunto de pelitas negras y calizas, portadores de una rica fauna amonitífera, en la



Figura 10. Secuencia psamítico-conglomerádica de ambiente fluvial de la Formación Tordillo en el arroyo Paulino.

sierra de la Vaca Muerta, en la provincia del Neuquén. Leanza (1972) enmendó su sentido original extendiéndola hasta la base de la Formación Mulichinco.

Distribución areal

Esta unidad se halla bien representada en la zona de las nacientes del río Diamante, entre el río Barroso y el límite con Chile, integrando anticlinales y sinclinales junto a las formaciones Tordillo y Agrio. Otras zonas dentro de la Hoja donde aflora con menor extensión areal son: a lo largo de la costa sur del río Diamante, entre lomas Bayas y la desembocadura del río Negro, en la costa norte del río Diamante conformando una estructura ubicada al sur del Negro de las Mesillas, en una faja extensa y casi continua entre la loma del Medio y el río Negro y al sur del río Atuel en el arroyo de los Caballos, cajón del Burro y en un anticlinal situado al sur del arroyo Paulino.

Litología

En el arreglo de facies propuesto por Legarreta *et al.* (1981, 1993), para la porción surmendocina de la Cuenca Neuquina se definen cuatro fajas paralelas al borde oriental de la cuenca: 1) facies de areniscas conglomerádicas y pelitas rojas, 2) facies de clásticos calcáreos, 3) facies de calizas (*packstone* y *boundstone*) y 4) facies de pelitas oscuras y mudstones fosilíferos. En el ámbito de la Hoja es posible reconocer litofacies proximales, siendo el único sector de la cuenca donde están bien expuestas las facies de borde del Grupo Mendoza y litofacies distales. En la costa del río Diamante, las facies proximales están constituidas por un conglomerado polimíctico basal de 60 m de espesor y areniscas lítico-cuarzosas con intercalaciones calcáreas fosilíferas. En el arroyo de Las Yeseras, correspondiente a las facies distales, se distinguen 2 secciones: la sección inferior, de 220 m de espesor, está constituida por una alternancia de *boundstone* algáceo, lutitas negras, *mudstones* arcillosos, *wackstones* esqueléticos y limolitas calcáreas con nódulos discoidales de micrita. La sección superior, de 100 m de potencia, está formada por una alternancia de arcilitas limosas castaño amarillentas con vaques calcáreos esqueléticos y *wackstones* arenosos esqueléticos. Localmente, la intercalación de bancos de tobas y coladas lávicas indica actividad volcánica contemporánea con la sedimentación. En

el norte de la provincia de Mendoza, en la extensión aconagüina de la Cuenca Neuquina, Sanguinetti y Ramos (1993) describieron una sucesión de basaltos olivínicos y rocas volcánicas mesosilíceas correspondientes a la actividad de un arco externo. En el curso medio del arroyo de los Caballos se reconocen filones capa de diabasa amigdaloides de 5 m de potencia aproximadamente, intruyendo las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta.

Paleontología

El contenido de amonites ha permitido diferenciar sucesivas biozonas desde el Tithoniano al Valanginiano para la porción mendocina de la Cuenca Neuquina (Leanza y Hugo, 1978; Riccardi *et al.*, 1993): *Virgatosphinctes mendozanus*, *Pseudolissoceras zitelli*, *Aulacosphinctes proximus*, *Windhausenicerias internispinosum*, *Corongoceras alternans*, *Substeueroceras koeneni*, *Argentiniceras noduliferum*, *Spiticeras damesi*, *Neocomites wichmanni*, *Olcostephanus curacoensis*. En particular, para el arroyo de Las Yeseras / mina La Eloísa, Volkheimer (1978), basado en las investigaciones de Leanza (1945), estableció la siguiente sucesión de ammonites desde el Tithoniano inferior hasta el Valanginiano inferior: *Pseudolissoceras zitelli*, *Windhausenicerias internispinosum*, *Kossmatia* sp., *Corongoceras* sp., *Aulacosphinctes mangaensis*, *Substeueroceras striolatissimum*, *Parodontoceras callistoides*, *Substeueroceras* sp., *Substeueroceras koeneni*, *Berriasella laxicosta*, *Thurmannites* sp., *Argentiniceras* sp., *Spiticeras gigas*, *Spiticeras groeberi*, *Spiticeras damesi*, *Pseudoblanfordia australis*, *Thurmanniceras* sp., *Neocomites wichmanni* y *Olcostephanus curacoensis*.

Ambiente

Las facies proximales corresponden a un ambiente fluvial de baja a moderada sinuosidad y las facies distales a un ambiente marino disaeróbico a anaeróbico con variaciones periódicas de profundidad (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

A lo largo del margen sur del río Diamante, entre la desembocadura del arroyo Las Aucas y el arroyo Moro y en el margen norte, al sur del cerro Negro de las Mesillas, la Formación Vaca Muerta manifiesta un carácter transgresivo apoyándose en dis-

cordancia sobre los terrenos paleozoicos de la Cordillera Frontal. En dirección sur y oeste, las pelitas negras tithonianas descansan concordantemente sobre los depósitos clásticos de la Formación Tordillo. A su vez, son cubiertos en concordancia por los depósitos marinos de la porción superior del Grupo Mendoza. En la zona de las nacientes del río Diamante la unidad se presenta intruida por diques y filones capas asociados a cuerpos intrusivos de edad terciaria.

Edad

El abundante contenido amonitifero de la Formación Vaca Muerta ha permitido establecer biozonas que documentan el inicio de la transgresión en el Tithoniano inferior, extendiéndose hasta el Valanginiano inferior.

Formación Chachao y Formación Agrio (16)

Calizas, margas, calcarenitas, pelitas y areniscas

Antecedentes

Boehm (1938) llamó Calizas con *Exogyra* al banco calcáreo dispuesto por encima de las pelitas negras tithonianas, posteriormente, fueron denominadas Formación Chachao por Legarreta y Kozłowski (1981). La Formación Agrio fue definida por Weaver (1931) en las márgenes del río homónimo, en la provincia del Neuquén.

Distribución areal

La distribución de sus afloramientos es prácticamente igual a la de la Formación Vaca Muerta, con facies de borde en la zona del río Diamante (lomas Bayas) y facies más distales en la faja situada entre la loma del Medio y el río Negro. También se reconoce la presencia de la Formación Agrio en la zona de las nacientes del río Diamante.

Litología

La Formación Chachao está constituida casi exclusivamente por *packstones* esqueléticos de color gris oliva claro con restos de pelecípodos, amonites, gastrópodos, equinodermos, anélidos y corales (Fig. 11). Su espesor no supera los 30 metros. En la margen sur del río Diamante el banco calcáreo aparece atravesado por diques de diabasa.

La Formación Agrio presenta una litología y un arreglo de facies muy similares a los descritos para la Formación Vaca Muerta. Las facies proximales o de borde, bien expuestas en la zona de las lomas Bayas, consisten en areniscas calcáreas y limolitas arenosas amarillentas, con restos fragmentarios de bivalvos y anélidos coloniales (Fig. 12). Al este y norte de las lomas Bayas se produce el pasaje a clásticos rojos de origen fluvial. En la zona distal la unidad puede ser separada en un Miembro inferior y otro superior, con el Miembro Avilé en el medio. Los dos miembros son similares litológicamente, constituidos por alternancia de limoarcilitas, limoarcilitas calcáreas y algunos bancos de *mudstone* con pelecípodos e impresiones de amonites. En el arroyo de las Yeseras, el Miembro inferior alcanza unos 170 m de espesor mientras que el Miembro superior no supera el centenar de metros (Kozłowski y Baldi, 1983). El Miembro Avilé, de 10 m de espesor, está formado por limolitas calcáreas de color oliva pálido con intercalación de delgados niveles de arenisca.

Paleontología

La Formación Chachao presenta una rica fauna de amonites y bivalvos. Para los primeros cabe destacar la Asociación de *Olcostephanus curacoensis*, incluyendo además *Olcostephanus* spp.; *Karakaschiceras attenuatum* (Behrendsen), *Leopoldia* sp. y *Lissonia riveroi* (Liss.). La fauna de bivalvos contiene como elementos característicos, en su parte inferior, a *Aetostreon latissimum*, *Grammatodon mendozanus*, *Ceratostreon minos*, *Eriphyla lotenoensis*, *Aphrodina quintucoensis*, *Sphaera koeneni*, *Panopea dupiniana*, *Pinna robinaldina*, y en su parte superior, además de *Aetostreon latissimum*, *Ptychomya koeneni*, *Trigonia carinata*, *Panopea gurgitis*, *Myoconcha transatlantica*, *Eriphyla argentina*, *Pterotrignonia coihuicoensis* (Riccardi et al., 1993). La Formación Agrio es portadora de una rica fauna amonitifera, la cual ha permitido establecer tres biozonas (Gerth, 1925, en Riccardi et al., 1993): *Lyticoceras pseudoregale*, *Holcoptychites neuquensis* y *Crioceratites andinus*.

Ambiente

La Formación Chachao corresponde a un ambiente de rampa carbonática. Para la Formación Agrio, las facies distales corresponden a un ambiente marino de aguas calmas de tipo disaeróbico hasta anaeróbico, con



Figura 11. Formación Chachao. *Packstones* esqueléticos en el arroyo La Manga.



Figura 12. Formación Agrio. *Packstone* bioclástico con predominio de restos de gasterópodos en la comarca de las lomas Bayas.

ocasionales variaciones de profundidad. La asociación de pelitas oscuras y calizas micríticas fosilíferas sugiere un ambiente de aguas calmas y profundas, variando desde plataforma profunda hasta talud. Para las facies proximales se infiere un medio marino somero, de aguas agitadas, sujeto a la influencia intermareal y con desarrollo de fuertes corrientes tractivas que producen encauzamientos localizados (Legarreta *et al.*, 1981).

Relaciones estratigráficas

Ambas unidades se apoyan en concordancia sobre las distintas facies de la Formación Vaca Muerta y son cubiertas mediante discordancia por la Formación Huitrín. La Formación Chachao es considerada como equivalente lateral de la Formación Linderero de Piedra, descrita en subsuelo.

Edad

La Formación Chachao es asignada al Valanginiano superior-Hauteriviano inferior de acuerdo a la biozona de *Olcostephanus curacoensis*, mientras que las tres biozonas de amonites establecidas para la Formación Agrío permiten ubicarla en el lapso Hauteriviano-Barremiano inferior (ver *Paleontología*).

Formación Vaca Muerta, Formación Chachao y Formación Agrío (17)

Pelitas negras, calizas, margas, calcarenitas, conglomerados y areniscas

En el sector comprendido entre el cerro Media Luna y el puesto El Chacayal y al norte y sur del volcán Maipo, la reducida dimensión de los afloramientos o en algunos casos, la falta de estudios detallados, dificultaron el mapeo de estas formaciones, por lo cual, se optó por integrarlas en una única unidad indiferenciada.

2.3.4. CRETÁCICO INFERIOR-SUPERIOR

GRUPO RAYOSO (18)

Yeso, calizas, areniscas, pelitas, conglomerados y limolitas rojas

Antecedentes

Las tradicionales denominaciones de Huitriniano, Yeso de Transición y Diamantiano de Groeber (1946, 1947) han sido reemplazadas por las de Formación Huitrín con tres miembros (Cho-

rreado, Troncoso y La Tosca) y Formación Rayoso, integradas en el Grupo Rayoso (Legarreta y Gulisano, 1989). Volkheimer (1978) optó por conservar la denominación de Formación Salas ("Salas Sandstone", Lahee, 1927) para referirse a un potente conjunto de conglomerados, areniscas y limolitas rojas que se disponen por encima de la Formación Huitrín.

Distribución areal

Esta unidad presenta una distribución similar a la del Grupo Mendoza, a modo de faja submeridiana desde la loma del Medio hasta el curso medio del río Diamante. Debido a la escala de trabajo se optó por mapear la unidad con categoría de grupo. Al sur y norte del río Negro se presenta estructurada junto a las capas del Grupo Neuquén (Fig. 13). Entre el cerro La Brea y las lomas Bayas, las secciones evaporíticas tienen importante desarrollo. Al norte del río Diamante aflora principalmente en el cerro Plomo, al sur del río Atuel lo hace en un sinclinal ubicado al sur del arroyo Felipe.

Litología

La unidad se caracteriza por una notable participación de evaporitas, anhidrita y sal con respecto a los sedimentos de origen marino y por un incremento de depósitos clásticos hacia el techo. Típicamente, las capas huitrinianas están compuestas por yeso, con intercalaciones de calizas dolomíticas y en algunos casos areniscas grises. Según Kozłowski y Baldi (1983), es posible diferenciar en la zona, entre los ríos Diamante y Atuel, los tres miembros de la Formación Huitrín. El Miembro Chorreado abarca una parte inferior de pelitas y calizas litoclásticas, de 45 m de espesor y una parte superior rica en yeso. El Miembro Troncoso, cuyo espesor alcanza 200 m en el arroyo La Manga, presenta una distribución más restringida y al igual que para el miembro anterior se diferencian dos secciones, una inferior de pelitas verdes y yeso que pasan a pelitas rojas hacia el borde y una superior formada exclusivamente por yeso. El Miembro La Tosca, con un espesor de 20 m se apoya sobre el Miembro Troncoso en las posiciones más internas y sobre el Miembro Chorreado en el borde de la cuenca. Su litofacies más frecuente la constituyen los *wackestones* y *packstones* peletoidales y en forma subordinada *grainstones* oolíticos y *boundstones* criptoalgáceos en la zona del río Diamante. Cabe



Figura 13. Perfil Los Toscales. Formación Rayoso y Grupo Neuquén intruidos por domos andesíticos de edad terciaria.

resaltar la presencia de asfalto asociado a los depósitos evaporíticos en varias localidades, como por ejemplo en las minas Eloísa, América y Hullera y en los cerros La Brea y Alquitrán, los cuales componen verdaderos manaderos de asfalto.

La Formación Rayoso corresponde a un episodio de sedimentación terrígena de capas rojas, el cual representa la regresión definitiva de los mares mesozoicos. Abarca dos litofacies: una evaporítica y la otra clástica, consideradas tradicionalmente como Huitriniano y Diamantino respectivamente (Groeber, 1946). La litofacies de evaporitas, compuesta por anhidrita, está íntimamente ligada a las pelitas rojas y verdes y a calizas criptoalgáceas, con desarrollo areal en el sector occidental, mientras que hacia el este presenta mejor expresión la litofacies de clásticos rojos, en la cual participan vaques que alternan con conglomerados y areniscas gruesas. Alcanza un espesor de 200 metros. Volkheimer (1978) le asignó a las capas referidas a la Formación Salas hasta 1.150 m de espesor en la zona de Los Toscales y cerca de 500 m en el arroyo Paulino, al sur del río Atuel. El mismo autor destacó el carácter cíclico de la sedimentación, identificando hasta 5 ciclos granodecrecientes en el desarrollo de un mismo perfil.

Paleontología

Los restos fósiles huitrinianos corresponden a bivalvos y gastrópodos (*Corbicula* sp., *Diplodon* sp., *Modiola* sp., *Diplodon* sp., *Melania macrochilinoidea*). Los estudios palinológicos (Volkheimer y Salas, 1975) permitieron diferenciar dos zonas, una inferior que contiene morfoespecies como *Classopollis* spp., *Coptospora* spp. y *Cicatricosisporites australiensis* y una superior que contiene el primer polen retipilado de angiospermas (*Huitrinipollenites transitorius*, *Stephanocolpites mastandreaei*, *Retitricolpites* sp. y *Tricolpites* sp.). La Formación Rayoso, en cambio, no contiene macrofósiles, solo acritarcos, polen y esporas, dinoflagelados y foraminíferos.

Ambiente

La Formación Huitrín refleja un ciclo de cambio en el régimen hidrológico de la cuenca, el cual se expresa por una restricción notable en el área de acumulación y por la aparición abrupta de evaporitas. Los miembros Chorreado y La Tosca pertenecen a un ambiente marino somero, de salinidad anormal y el Miembro Troncoso corresponde a un ambiente hipersalino y continental. La Formación Rayoso re-

presenta un ambiente continental de tipo barreal a fluvial para los clásticos rojos y un ambiente marino hipersalino para las evaporitas. Las capas de la Formación Rayoso registran una marcada expansión de la cuenca en dirección al antepaís, ya que exceden el borde depositacional del Albiano-Eocenomaniano hasta sobreponerse a la serie del Neocomiano y eventualmente a las volcanitas pérmicas del Grupo Choiyoi (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

Este grupo se dispone en relación discordante sobre las sedimentitas mendocianas y es cubierto por las capas rojas del Grupo Neuquén. En los sectores de borde de cuenca, los grupos Rayoso y Neuquén se hallan separados por la discordancia intersenoniana, de carácter regional, que se pierde hacia el sector central de la cuenca, resultando difícil establecer el pase formacional salvo por identificación de asociaciones distintivas de ostrácodos (Yrigoyen, 1979).

Edad

La edad de la Formación Huitrín se halla acotada por bivalvos y gastrópodos de edad barremiana y palinomorfos aptianos. Debido a la ausencia de fósiles diagnósticos, la edad de la Formación Rayoso es difícil de establecer, aceptándose una edad albiana hasta quizás eocenomaniana por su contenido en palinomorfos (Legarreta, 1985, en Legarreta *et al.*, 1993).

2.3.5. CRETÁCICO SUPERIOR

GRUPO NEUQUÉN (19)

Conglomerados, areniscas y pelitas rojas

Antecedentes

Groeber (1946) incluyó a estos depósitos en su ciclo Diamantino, en tanto que Volkheimer (1978) los denominó Formación Salas, mientras que Legarreta y Gulisano (1989) los asimilaron a la Mesosecuencia o Grupo Neuquén, integrado por tres formaciones: Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado.

Distribución areal

Esta unidad presenta amplia distribución al norte de la cuchilla de la Tristeza. Los afloramientos se disponen en sucesivas láminas de corrimiento de orientación submeridiana en el sector limitado al este

por la Cordillera Frontal y al oeste por una línea imaginaria que parte de la loma del Medio hacia el río Barroso, línea que corresponde a un corrimiento mayor que pone en contacto los estratos supracretácicos con aquellos de edad jurásica. Al norte, los afloramientos neuquenianos desaparecen por debajo de las volcanitas huincalitenses. Otro grupo de afloramientos se sitúa al este del cordón del Carrizalito, por ejemplo en las nacientes del arroyo homónimo.

Litología

Litológica y genéticamente este grupo es muy semejante a la Formación Rayoso. Corresponde a una sucesión continental de color rojo de varios centenares de metros de potencia. Las litofacies más frecuentes pertenecen a areniscas y conglomerados con estratificación en capas gruesas, laminación paralela y entrecruzamiento planar de mediana escala. Otro tipo de facies está dado por capas de areniscas con intercalación de fangolitas con nódulos carbonáticos. En algunos sectores, como en el arroyo la Carpa, se intercalan delgados niveles de yeso.

Ambiente

Corresponde a un ambiente aluvial con una zona de borde caracterizada por la coalescencia de canales fluviales que desaguaban a través de avenidas mantiformes de tipo efímero. Los fangos rojos se habrían acumulado por decantación en zonas de intercanal y en cuerpos de agua temporarios localizados hacia la parte distal del sistema (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

En la zona entre los ríos Diamante y Atuel la relación con el Grupo Rayoso es de paraconcordancia. En ciertas localidades al este de la Cordillera Frontal se apoya directamente sobre el sustrato choiyoilicense. Hacia arriba el Grupo Neuquén es cubierto discordantemente por los sedimentos del Grupo Malargüe.

Edad

Debido a la ausencia de registro fosilífero en la zona, la edad del Grupo Neuquén queda acotada al lapso Cenomaniano-Santoniano de acuerdo a sus relaciones con las unidades infra y suprayacentes.

Formación Saldeño (20)

Calizas, limolitas y areniscas

Antecedentes

Polanski (1957) definió a esta unidad y ubicó su perfil tipo en el ambiente de la Cordillera Frontal, en el Real Bayos o Saldeño y extendió su distribución desde el área del río Palomares hasta el área de la laguna del Diamante. Yrigoyen (1979) describió a esta formación en las cabeceras del alto río Tunuyán, en tanto que Tunik (1999) realizó una caracterización de sus facies.

Distribución areal

En el área abarcada por la Hoja Volcán Maipo, esta unidad está poco representada, ya que su mejor desarrollo se halla en la Hoja vecina del norte. Al norte de la laguna del Diamante, en los arroyos del Durazno, Salinillas y al sur del arroyo Papal se reconocen afloramientos asignables a esta formación.

Litología

En los perfiles mejor desarrollados al norte de la Hoja, esta unidad alcanza un espesor máximo de 250 m y es posible dividirla en tres miembros (Ramos *et al.*, 1999): Miembro Conglomerado basal, de 50 m de espesor, Miembro Pelitas y Tobas, compuesto por pelitas y arcilitas de color rojizo con intercalaciones de delgados bancos calcáreos y Miembro Calizas y Tobas, que es el más potente y mejor representado y está integrado por bancos calcáreos con intercalaciones de delgados niveles de areniscas y tobas. Tunik (1999) describió dos asociaciones de facies: A) pelitas masivas y laminadas intercaladas con bancos de areniscas finas masivas y en forma subordinada niveles de *mudstones* y tobas y B) *mudstones* masivos y laminados, *wackestones* con concreciones, yeso y bancos estromatolíticos subordinados.

Paleontología

Hasta el momento se han hallado algunas trazas fósiles: *Tripanites* sp. y *Thalassinoides* sp. y restos de conchillas (Tunik, 1999; Raggio, en Ramos *et al.*, 1999).

Ambiente

De acuerdo con Tunik (1999), la asociación de facies A corresponde a un ambiente submareal a

intermareal, mientras que la asociación de facies B corresponde a un ambiente de depositación intermareal superior a supramareal.

Relaciones estratigráficas

En la zona, la unidad se presenta muy tectonizada y cubierta por volcanitas terciarias. En el área del arroyo Papal se observa una relación de concordancia o paraconcordancia con los depósitos de la Formación Pircala.

Edad y correlación

Sobre la base de las relaciones estratigráficas, se le asigna una edad cretácica superior (Polanski, 1957; Ramos *et al.*, 1999). Correspondería a un equivalente de la Formación Roca, ampliamente extendida en el sur de la provincia de Mendoza y en Neuquén.

2.4. MESOZOICO-CENOZOICO

2.4.1. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEÓGENO

GRUPO MALARGÜE (21)

Calizas, conglomerados, areniscas, pelitas y tobas

Antecedentes

Groeber (1947) denominó Rocanense a las capas calcáreas fosilíferas que afloran a ambos lados de la cuchilla de la Tristeza. Volkheimer (1978) conservó el término Formación Malargüe de Gerth (1931) para los depósitos continentales a marinos de edad maastrichtiana, separándola de la Formación Pircala-Coihueco del Paleoceno-Eoceno. Más tarde, los términos inferiores de la Formación Malargüe fueron asimilados a la Formación Loncoche, reservando la denominación de Formación Roca para los depósitos calcáreos de origen marino de la parte superior (Legarreta *et al.*, 1989). Legarreta y Gulisano (1989) agruparon en su Mesosecuencia o Grupo Malargüe a cuatro unidades formacionales: Loncoche, Roca, Pircala y Coihueco. Kozlowski y Baldi (1983) describieron la unidad en la zona del arroyo Las Aucas y de la cuchilla de la Tristeza.

Distribución areal

Los mejores afloramientos de esta entidad se hallan en la zona del arroyo de Las Aucas integrando

estructuras homoclinales. Al norte del tramo superior del río Diamante en sinclinales al oeste del cerro Plomo. Al este del cordón del Carrizalito entre los arroyos la Faja y El Carrizalito y en los flancos oeste y este de la cuchilla de la Tristeza. Debido a la escala de trabajo se optó por mapear la unidad con categoría de grupo.

Litología

Para la Formación Loncoche se distinguen dos secciones: la inferior integrada por conglomerados y areniscas gruesas en la base, seguidas por areniscas verde azuladas, arcillitas, limoarcillitas, areniscas esqueléticas, *grainstones* oolíticos de color castaño y delgadas intercalaciones de yeso. La sección superior está constituida por limoarcillitas castaño rojizas y areniscas finas. Su espesor total es de 116 m en el arroyo de Las Aucas y 150 m al sur de la cuchilla de la Tristeza (Kozlowski y Baldi, 1983). En el arroyo de las Aucas suelen aparecer geodas y concreciones de calcedonia dispersas entre las arcillitas y limolitas rojo-violadas, que estarían relacionadas con procesos pedogenéticos (Volkheimer, 1978). La Formación Roca está compuesta por calizas esqueléticas, de tipo *packstone* y *wackestone*, con alternancia de limolitas calcáreas y areniscas coquinoideas. Posee un contenido faunístico rico en bivalvos, corales, briozoarios, anélidos y foraminíferos. Su espesor es de 31 m en el arroyo de Las Aucas. La Formación Pircala y la Formación Coihueco se tratan a menudo en forma conjunta ya que resulta difícil su separación. Consisten esencialmente en sedimentos clásticos finos con participación subordinada de material calcáreo y tobas intercaladas de variados y vivos colores. La Formación Pircala está constituida por limolitas y vaques con abundante contenido piroclástico de 300 m de espesor. La Formación Coihueco está compuesta por vaques y limoarcillitas de color verde pálido con espesores cercanos a los 100 metros.

Paleontología

En el arroyo de las Aucas se han hallado restos de pelecípodos y gasterópodos con variado grado de conservación (*Turritella* sp., *Ostrea* sp., *Venericardia* sp., *Cardita beaumonti*, *Trigonia gerthi*, *Turritella* cf. *sylviana*, *Gryphaea mendozana*) (Volkheimer, 1978).

Ambiente

La Formación Loncoche corresponde a un ambiente de sedimentación complejo, en el cual alter-

nan sistemas fluviales con lacustres de aguas salobres y barreales. La Formación Roca pertenece a un ambiente marino de plataforma somera, vinculada con la transgresión atlántica. Las características de las formaciones Pircala y Coihueco sugieren un ambiente continental, de barreales y cuerpos lagunares someros, temporariamente interrumpido por breves inundaciones marinas someras (Legarreta *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia sobre el Grupo Neuquén y es cubierta en discordancia por depósitos sedimentarios (formaciones Tristeza y Loma Fiera) y volcánicos (Formación Coyocho) de edad terciaria. Es intruida por cuerpos hipabisales de la Formación Huincan.

Edad y correlación

La ausencia de restos fosilíferos diagnósticos en la zona impide precisar la edad de esta unidad. Por correlación con unidades equivalentes a la Formación Loncoche del sur de la provincia de Mendoza y regiones aledañas de La Pampa y norte de Neuquén, que contienen restos de inocerámidos, la base de la unidad es asignada al Campaniano. La Formación Roca y equivalentes son ubicados en el lapso Maastrichtiano-Daniano por la presencia de microfósiles diagnósticos, tales como *Guembelitria cretacea* (Maastrichtiano inferior a medio), *Eubaculites argentinicus* (Maastrichtiano superior) y *Globoconusa daubjerjensis* (Daniano). Por último, debido a la ausencia de fósiles en los estratos de Pircala-Coihueco, su asignación temporal está basada en la ubicación estratigráfica. De acuerdo con Volkheimer (1978), el límite superior se extendería hasta el Eoceno, con reservas.

2.5. CENOZOICO

2.5.1. PALEÓGENO

2.5.1.1. Oligoceno

Formación Molle (22)

Basaltos, andesitas, dioritas y granitos

Antecedentes

Corresponde a las “porfiritas labradoríferas” de Gerth (1931) y a lo que Groeber (1946, 1947) denominó

Andesita Molle o Andesita 0, asignándola al Oligoceno. En el ámbito de la Hoja Cerro Sosneado, Volkheimer (1978) ubicó, dentro de esta formación, a una serie de diques y cuerpos intrusivos como el del cerro Chivato, al sur del río Atuel. Sin embargo, recientes dataciones de Nullo *et al.* (1997) permitieron reasignar esos cuerpos al evento volcánico huincanlense.

Distribución areal

Los afloramientos pertenecientes a esta unidad se hallan restringidos al cuadrante sudoeste de la Hoja, principalmente en la zona del límite con Chile. En particular, se reconocen rocas ígneas mollelenses en la zona del cerro Las Choicas, en el cajón del Burro, sur del cajón del Perdido y en el portezuelo de Las Lágrimas (Fig. 16). Este es el último afloramiento en territorio argentino y en Chile pasa a la base del cerro Palomo. Groeber (1947) le otorgó a esta formación una mayor distribución areal.

Litología

Yrigoyen (1979) describió a esta unidad como integrada por facies volcánicas y plutónicas. Las primeras abarcan andesitas hornblendíferas, aglomerados andesíticos y en menor proporción basaltos. Las segundas corresponden a intrusiones dioríticas, adamellíticas y graníticas, que suelen constituir relieves elevados. Según Groeber (1947), los términos efusivos incluyen mantos y brechas de basalto, en parte alcalino, y andesitas hornblendíferas, siendo las facies intrusivas de composición equivalente (ej.: diorita Las Choicas). El Mollelense efusivo se encuentra con gran desarrollo entre el límite sur de la Hoja y el cajón del Perdido donde, en el cerro Iglesia, adquiere más de 2.000 m de espesor. El cordón del límite con Chile está compuesto por el Mollelense intrusivo desde el paso de las Damas hasta el portezuelo de Las Lágrimas, mostrando allí sus torres y agujas características. En el cajón del Burro, espesas secuencias lávicas del orden de centenas de metros se hallan plegadas. Los términos más frecuentes son fenobasaltos alterados que contienen plagioclasa (reemplazada por agregados sericítico-arcillosos), piroxeno y olivino serpentinizado, rodeado por gruesos bordes de magnetita.

Relaciones estratigráficas

Presenta una relación discordante sobre los depósitos del Grupo Mendoza. Es intruida por pórfidos riódacíticos y cubierta localmente por coladas

asignables a la actividad del cerro Risco Plateado de la Formación Coyocho.

Edad y correlaciones

Groeber (1946, 1947) le atribuyó a esta formación una edad oligocena superior, la cual sería correlacionable con la datación obtenida en la zona de la mina Hierro Indio (K/Ar sobre anfíbol = 37 ± 20 Ma, Linares y González, 1990), ubicada inmediatamente al sur de la Hoja. Debido a la imprecisión geocronológica de la unidad, se efectuó una datación K/Ar sobre roca total, la que dio un valor de 35 ± 1 Ma, lo cual confirmaría su edad oligocena.

2.5.2. PALEÓGENO-NEÓGENO

2.5.2.1. Oligoceno superior- Mioceno inferior

Formación Palaoco (23)

Pórfidos dacíticos, basaltos

Antecedentes

Esta denominación fue acuñada por Groeber (1947) para definir un evento volcánico de edad miocena caracterizado por una monótona sucesión de coladas basálticas con intercalaciones de tobas dacíticas, tal como está expuesto en la sierra de Palaoco en el sur de la provincia de Mendoza. Este mismo autor introdujo el término Domuyolense para abarcar la facies intrusiva de composición adamellítico-dacítica cuya localidad tipo es el volcán Domuyo, en la provincia del Neuquén. Sruoga *et al.* (1998a) realizaron un reordenamiento estratigráfico.

Distribución areal

Los afloramientos de mayor extensión areal están situados en el área de: cerro de Los Pantanos (Fig. 14) - cerros Amarillos, al sur del río Atuel, en la sierra Nevada (Fig. 15), en las nacientes del río Diamante, en los picos Bayos, al sur de la caldera Diamante y en el cerro Blanco, en la sierra del Atuel. Núcleos de menores dimensiones, que corresponderían a apófisis de un cuerpo mayor de dimensiones batolíticas, se reconocen al sudoeste de los cerros Amarillos.

Litología

Según Groeber (1947), en el ámbito de la Hoja la Formación Palaoco está representada por un



Figura 14. Cerro de los Pantanos, domo exógeno de la Formación Palaoco.



Figura 15. Intrusivo riodacítico de la Formación Palaoco, en sedimentitas pelíticas negras de la Formación Vaca Muerta en el arroyo de las Minas, sierra Nevada.

complejo magmático que incluye facies intrusivas y facies volcánicas (lávicas y piroclásticas). Cuerpos intrusivos adamellítico-dacíticos hasta granítico-liparíticos afloran al sur del río Atuel frente al cerro Sosneado y al sur del arroyo de Las Lágrimas inferior. Según este autor, los depósitos de tobas ignimbríticas blancas situadas al sur del Atuel, frente a las termas del Sosneado, estarían relacionados con los cuerpos intrusivos adamellíticos. Las facies lávicas se hallan en el cerro Malo, representadas por gruesas coladas de basalto y basandesita, que alcanzan hasta 600 m de potencia y coronando los cerros Amarillos (Fig. 16). En la zona del cerro Blanco, Volkheimer (1978) describió cuerpos intrusivos y diques andesíticos de probable filiación palaocolitense. De acuerdo con la reinterpretación de Sruoga *et al.* (1998a), se engloba únicamente dentro del evento palaocolitense a una serie de cuerpos subvolcánicos y facies hipabisales asociadas de composición dacítica a riodacítica. Todos estos cuerpos comparten las siguientes características: a) volumen de magma importante a juzgar por las dimensiones aflorantes, del orden de centenares de km², b) alto nivel de emplazamiento (subvolcánico a volcánico) en forma de *stocks* subvolcánicos, diques, filones capa y domos exógenos, con texturas que exhiben mayor afinidad volcánica que plutónica, aunque se advierte un pasaje de rocas porfíricas con pastas microgranosas a rocas granosas hipidiomorfos en función de los diferentes gradientes térmicos establecidos durante el enfriamiento del cuerpo, c) contactos intrusivos con sedimentitas meso a suprajurásicas, d) composición modal dacítica a riodacítica con anfíbol y biotita y diferenciados aplíticos leucocráticos y e) alteración hidrotermal de tipo arcilloso-sericítica y mineralización metalífera (Cu-Fe) de tipo diseminado y vetiforme (Sruoga *et al.*, 1998a). La facies lávica de composición basáltica, similar a la descrita en el área tipo, es reasignada en este trabajo al Cochoyolitense.

Relaciones estratigráficas

Su relación es intrusiva en todos los casos, cortando los estratos jurásico-cretácicos, principalmente los estratos yesíferos de la Formación Auquilco, como en el caso del cerro de los Pantanos, las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta como en sierra Nevada, o las formaciones Río Damas-Tordillo en el área del cajón del Burro. Al sudoeste

del cerro Risco Plateado, pequeños cuerpos intrusivos atraviesan las rocas asignadas al Mollelitense.

Edad y correlaciones

Se ha obtenido una edad K/Ar sobre biotita de una muestra proveniente del pórfido riodacítico del cerro de los Pantanos, que arrojó un valor de 28±1 Ma, correspondiente al Oligoceno superior. En la sierra de Palaoco - Río Grande, Kozłowski *et al.* (1987) reconocieron una interdigitación lateral entre las formaciones Palaoco y Loma Fiera, con abundante contenido piroclástico y varios episodios efusivos. De aquí proviene una edad de 17±2 Ma (Mina Theys) la cual podría considerarse representativa para la unidad volcánica en cuestión. Las rocas palaocolitenses serían correlacionables tentativamente con la parte basal de la Formación Farellones en Chile, una unidad que alcanza 2.400 m de espesor, compuesta por coladas andesíticas y depósitos piroclásticos intercalados de edad miocena. De acuerdo a estas consideraciones, la Formación Palaoco es asignada al lapso Oligoceno superior-Mioceno inferior.

2.5.3. NEÓGENO

2.5.3.1. Mioceno medio

Formación Papal (24)

Yeso, limolitas

Antecedentes

Esta unidad fue descrita por Bauliés (1952), Polanski (1964a) y Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) en la zona del río Palomares. Los autores citados en último término designaron con el nombre de Papalense a una secuencia constituida en sus dos terceras partes por yeso, aflorante en las inmediaciones del cerro Papal y le asignaron una edad miocena inferior. Recientemente, Pérez *et al.* (1997) revisaron la posición estratigráfica de esta unidad y la vincularon con la ingresión paranaense, de vasto alcance regional.

Distribución areal

Esta formación muestra buen desarrollo al norte de la Hoja y penetra escasamente, reconociéndose

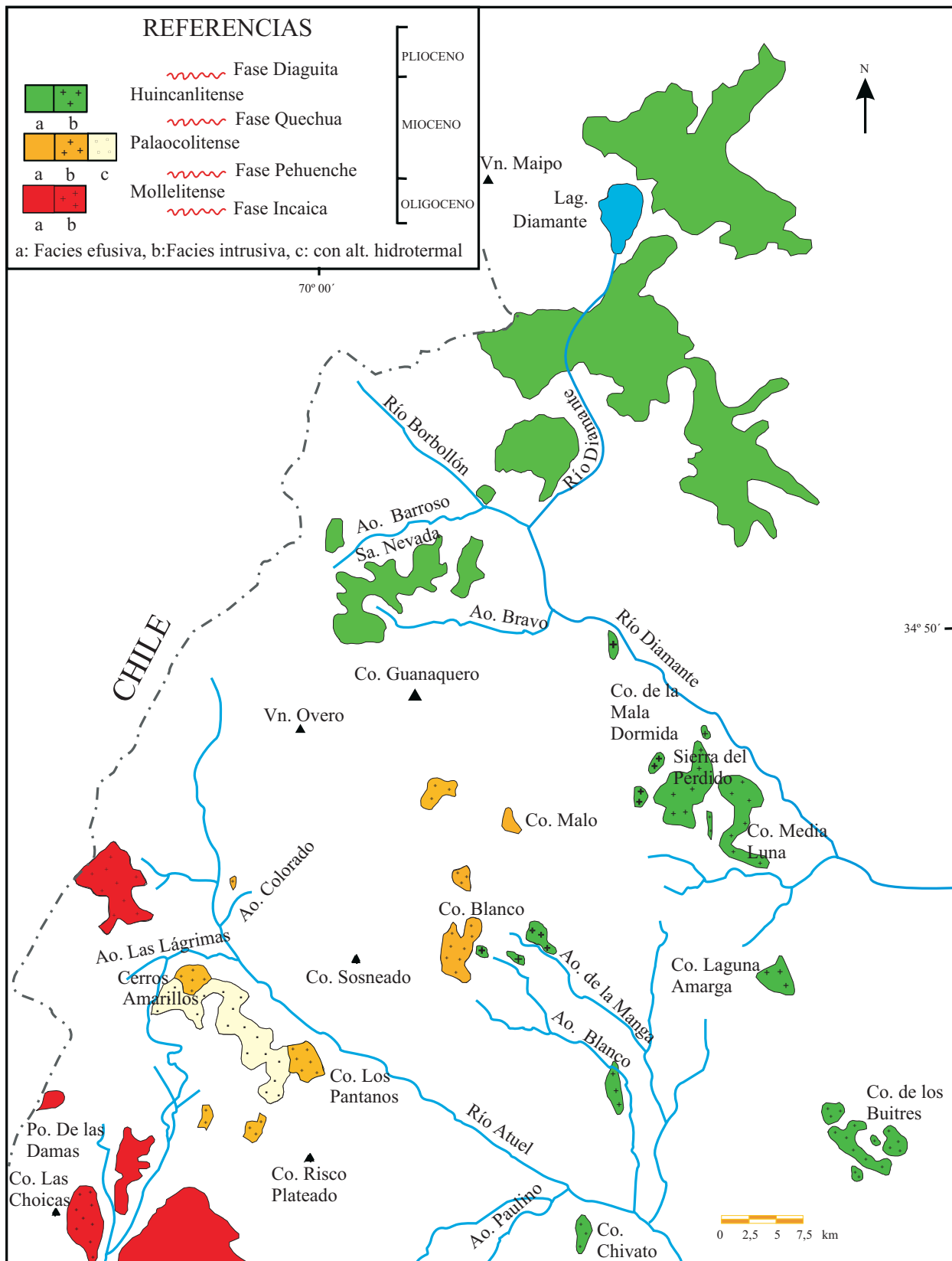


Figura 16. Distribución del volcanismo de edad terciaria.

afloramientos asignables a la misma en las nacientes del arroyo Duraznito, en el cajón de las Overas, en el cerro Papal y en el arroyo homónimo, al norte de la laguna del Diamante.

Litología

Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) dividieron a esta unidad, de base a techo, en cuatro grupos: un Grupo Basal constituido por margas grises, rojizas y pardo verdosas, con areniscas lajosas, un Grupo Yesoso inferior compuesto por bancos de yeso con arcillas arenosas intercaladas, un Grupo Arcilloso Intermedio, de color rojizo, con areniscas tobáceas grises y un Grupo Yesoso superior. La secuencia alcanza un espesor de 350 metros. Pérez *et al.* (1997) describieron el perfil tipo de la Formación Papal en la ladera oeste del cerro Yeso, al norte de la Hoja. Allí, la secuencia se inicia con un miembro inferior constituido por fangolitas yesíferas finamente laminadas de color rojizo y verde amarillento, con niveles estratificados de yeso nodular. Siguen potentes bancos de yeso concrecional de color rojizo y un miembro de arcilitas con intercalaciones de yeso. La secuencia culmina con un miembro superior formado por yeso finamente laminado con intercalaciones de fangolitas rojizas, yeso cristalino con abundantes concreciones y yeso fibroso. Cerca del techo se intercalan dos coladas andesíticas. El espesor medido es de 340 metros.

Ambiente

De acuerdo con Pérez *et al.* (1997), corresponde a un sistema lagunar de aguas someras hipersalinas sometidas a marcada exposición subaérea. Las condiciones de subsidencia habrían permitido esporádicas conexiones con el mar paranaense.

Paleontología

En el perfil tipo, la Formación Papal contiene una asociación de nanofósiles integrada por: *Cyclagelosphaera margerelli*, *Ellipsagelosphaera britannica*, *Micrantholithus hoschulzii*, *Nannoconus kamptneri*, *Watznaueria barnesae*, *Watznaueria biporta* y *Zeughrabdotus embergerii* (Pérez *et al.*, 1997). Esta asociación indica una edad cretácica inferior, correspondiente al Grupo Mendoza, lo cual estaría reflejando el retrabajamiento de estos estratos y su incorporación en los depósitos papalenses.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre los estratos plegados de edad mesozoica. Se presenta intruida por *stocks* y filones capa de edad huincanlitense y es cubierta por basaltos de edad chapualitense inferior (Herrero Ducloux e Yrigoyen, 1952).

Edad y correlaciones

Sobre la base de correlaciones estratigráficas con niveles equivalentes situados en San Juan y en el río Grande de Mendoza, Pérez *et al.* (1997) le asignaron a la Formación Papal una edad miocena media.

Formación Agua de la Piedra (25)

Conglomerados, areniscas y limolitas

Antecedentes

Criado Roque (1950) describió los Estratos de Agua de la Piedra en el sur de la provincia de Mendoza. Posteriormente Volkheimer (1978) formalizó la unidad como Formación Agua de la Piedra. Gorroño *et al.* (1979) aportaron datos paleontológicos con el fin de datar los comienzos de la orogenia Andica. Yrigoyen (1993) realizó una síntesis y puesta al día del conocimiento de los depósitos sinorogénicos en la provincia de Mendoza. Combina *et al.* (1993, 1994, 1997) contribuyeron al estudio sedimentológico y paleoambiental de la unidad y propusieron su reubicación cronoestratigráfica.

Distribución areal

Esta unidad se extiende principalmente al sur de la Cordillera Frontal. Aflora en la cuchilla de la Tristeza, formando parte de sus faldeos oriental y occidental, en una faja en media luna entre el cerro Laguna Amarga y la desembocadura del arroyo Las Aucas en el río Diamante. Reducidos asomos se han reconocido en el paraje denominado La Jaula y en el cerro Alquitrán. También aflora en el sector nordeste del volcán Maipo, en los alrededores del cerro de la Media Luna.

Litología

En la mayor parte de los perfiles la base de la unidad está dada por los conocidos informalmente como Rodados Lustrosos (Groeber, 1946). Corresponden a conglomerados de aspecto lustroso debido a la pátina de barniz del desierto, constituidos por clastos pulidos y facetados de tamaño variable, en

su mayor parte de rocas andesíticas, envueltos en una matriz blanquecina areno-tobácea.

La Formación Agua de La Piedra es una secuencia granocreciente con predominio de areniscas finas, rojizas, algo tobáceas en la base; hacia arriba se intercalan conglomerados polimícticos y en la parte superior los depósitos son netamente conglomerádicos con rodados grandes de andesitas, pórfiros y sedimentitas mesozoicas con moderada cementación (Yrigoyen, 1993). Hacia el este, en La Jaula, afloran únicamente las facies distales, es decir que disminuye el porcentaje de conglomerados y abundan areniscas rosadas megaentre cruzadas y limolitas rojizas, con intercalación de capas de toba, tufita blanca y delgados niveles de yeso. En el flanco oriental de la cuchilla de la Tristeza pueden diferenciarse dos secciones: la inferior, en cuya base se ubica el nivel de los Rodados Lustrosos, está compuesta por limolitas y areniscas castaño rojizas con un espesor de 200 m, y una superior constituida por conglomerados polimícticos gruesos a muy gruesos con un espesor de 500 m aproximadamente (Kozlowski y Baldi, 1983). Combina *et al.* (1994) describieron varios perfiles de detalle en el arroyo La Manga, en Puente Viejo y en la estancia Coihueco, estos dos últimos sitios, fuera del límite sur de la Hoja, en los cuales distinguieron nueve litofacies

de conglomerados y areniscas. Estos autores destacaron el cambio vertical en la composición de los clastos no volcánicos, desde calizas con *Ostrea* sp. hasta areniscas de la Formación Tordillo, lo que indica un cambio en la proveniencia del material detrítico durante la evolución de la cuenca de antepaís.

Ambiente

La Formación Agua de la Piedra corresponde en sus inicios a depósitos de planicie aluvial baja, con posibles cursos meandrosos que permitieron una distribución uniforme del material detrítico. Los términos medio y superior muestran una progresiva inestabilidad y mayor energía, con cauces anastomosados sumados a una creciente subsidencia de la cuenca de antepaís (Yrigoyen, 1993). Los espesores de la Formación Agua de la Piedra son sumamente variables aún en distancias cortas. En dirección oriental se produce una brusca disminución de la granulometría por pérdida de la energía de transporte. Las areniscas megaentre cruzadas de La Jaula representan campos de médanos de posición distal (Fig. 17). De acuerdo al análisis de asociación de facies reconocidas, Combina *et al.* (1994) propusieron un paleoambiente de abanicos aluviales, en secuencias de cabecera a cuerpo externo, desarro-



Figura 17. Facies distales de la Formación Agua de la Piedra, correspondientes a areniscas eólicas, en la comarca de La Jaula.

llados bajo clima semiárido. Este sistema de abanicos aluviales estaría asociado al ascenso de la Cordillera de los Andes con un arco volcánico activo situado al oeste de la cuenca de antepaís, representado por la Formación Huincan (Combina *et al.*, 1997).

Relaciones estratigráficas

El miembro basal se apoya sobre el sustrato por medio de una discordancia erosiva y/o suavemente angular que suele pasar a fuertemente angular en algunos sectores. Ésta resulta bien visible en el arroyo Las Ramaditas donde se apoya sobre la Formación Pircala-Coihueco mediando una discordancia de 30° (Kozlowski, 1984). En otras localidades, como por ejemplo en el cerro Alquitrán, la relación con la misma unidad es de paraconcordancia. Por encima, mediante una discordancia angular, se apoyan las formaciones Loma Fiera y Tristeza.

Edad y correlaciones

Tradicionalmente considerada de edad oligocena y asociada a la actividad de la Fase Incaica del ciclo Ándico, los depósitos sinorogénicos de la Formación Agua de la Piedra fueron reasignados por Combina

et al. (1997) al Mioceno medio. Esta unidad se correlacionaría con otros depósitos sinorogénicos miocenos de la zona cordillerana del norte de Mendoza (Conglomerado Tunuyán de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, Giambiagi, 1999).

2.5.3.2. Mioceno medio - superior

Formación Huincán (26)

Andesitas hornblendíferas, ignimbritas, depósitos piroclásticos y laháricos (26a). Pórfidos andesíticos, dacíticos y granodioríticos (26b)

Antecedentes

Bajo la denominación de Huincanlitense, Groeber (1947) reunió a las rocas volcánicas y subvolcánicas del Terciario superior del sur de Mendoza y Neuquén; su localidad tipo está en la Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza. Más tarde fue conocida como Andesita Huincán (Yrigoyen, 1979; Volkheimer, 1978).

Distribución areal

Sus afloramientos muestran una distribución a lo largo de una faja de orientación noroeste-sudeste aproxima-



Figura 18. Intrusivo andesítico de la Formación Huincán en capas del Grupo Mendoza en el cerro de la Mala Dormida.

damente. Al sur del río Diamante, las andesitas huincanlenses están agrupadas en tres áreas bien definidas: sierra del Perdido - cerro de la Mala Dormida, laguna Amarga y cerro Alquitrán (Fig. 16). Al norte del río Diamante, las volcanitas asignadas al Huincanlense se presentan en facies lávicas *stricto sensu*. Tienen gran extensión areal en el cordón del Eje y cerros Morro del Cuero, Borbarán y de la Laguna.

Litología

En las inmediaciones del río Diamante predomina el modo de emplazamiento en domos exógenos del tipo *plug* o tapón y en menor proporción en filones capa y diques. Los domos andesíticos intruyen a las sedimentitas de las formaciones Agrio y Huitrín y del Grupo Neuquén, formando cerros puntiagudos de poca altura (Fig. 18), con fuerte disyunción columnar vertical. Muchos de ellos (cerro La Brea, cerro Manantiales) se hallan afectados por corrimientos importantes, tentativamente relacionados con la última fase de deformación (Fase Diaguita) de la orogenia Ándica. La sucesión de coladas, ignimbritas, depósitos laháricos y piroclásticos que tipifica a la unidad en la pared oriental de la caldera Diamante permite suponer la existencia de estratovolcanes de considerables dimensiones para tiempos miocenos. Son andesitas hornblendíferas claras y porfíricas, de tonos verdes, rosados, gris azulados y amarillentos.

Edad y correlaciones

La edad del Huincanlense se halla acotada al Mioceno medio a superior, por la existencia de edades Ar/Ar para localidades situadas al sur del río Diamante, que oscilan entre 13 y 5 Ma (Baldauf *et al.*, 1992; Nullo *et al.*, 1997). El pórfido granodiorítico del cerro Chivato, asignado oportunamente por Volkheimer (1978) al Mollelense, ha sido datado por Nullo *et al.* (1997), arrojando una edad Ar/Ar de $13,6 \pm 2,6$ Ma. Según Combina *et al.* (1997), este evento volcánico es sincrónico con la sedimentación miocena representada por las formaciones Agua de la Piedra y Loma Fiera.

2.5.3.3. Mioceno superior

Formación Loma Fiera (27)

Tobas, aglomerados volcánicos, lacitas y andesitas

Antecedentes

Esta unidad, de carácter esencialmente piroclástico, fue denominada como Santamariense por Groeber

(1947) y descrita por Dessanti (1959) en los alrededores del cerro Alquitrán. Yrigoyen y Martínez Cal (1953) consideraron como “colloncurenses” a las tobas y aglomerados dispuestos en discordancia angular sobre la Formación Agua de la Piedra que afloran en ambos faldeos de la cuchilla de la Tristeza. Volkheimer (1978) extendió la distribución de esta formación a la zona cordillerana. Kozlowski (1984) analizó el comportamiento estructural de la unidad. Yrigoyen (1993) aportó nuevos datos en su síntesis de los depósitos sinorogénicos de la provincia de Mendoza. Finalmente, Combina y Nullo (1999) realizaron una reinterpretación de los depósitos del Cenozoico superior en la cuchilla de la Tristeza.

Distribución areal

Esta formación aflora en ambos faldeos de la cuchilla de la Tristeza, en la loma de las Ovejas y en la zona del cerro Alquitrán. En la zona cordillerana se halla en el pie norte del cerro Sosneado y en el pie occidental del cerro Malo.

Litología

Yrigoyen (1993) describió a esta unidad como integrada por conglomerados, aglomerados, brechas, areniscas tobáceas, tobas y tufitas con franco predominio volcánico y coloración gris clara. En la bardita Blanca, la Formación Loma Fiera se inicia con tobas cenicientas y lapilli de piedra pómez de 50 m de potencia con estratificación entrecruzada y pobre cementación. Por encima continúan aglomerados y tobas de lapilli andesíticos. En el pie norte del Sosneado asoman tobas brechosas cristalolíticas andesíticas y tobas masivas y compactas, mientras que en el valle del arroyo Colorado se intercalan entre la brechas ígneas, delgadas coladas dacíticas y andesíticas (Volkheimer, 1978). Según Kozlowski y Baldi (1983), la Formación Loma Fiera está integrada por dos secciones: una inferior formada por tobas y lapillitas de color blanquecino, y la superior por aglomerados y coladas clastolíticas de composición andesítica y basáltica de colores oscuros. Combina y Nullo (1999) dividieron a esta unidad en dos miembros: uno basal (Miembro Cerro Alquitrán) de origen piroclástico y otro cuspidal (Miembro Nido del Águila) compuesto por depósitos de origen epiclástico (Fig. 19).

Ambiente

De acuerdo a Combina y Nullo (1999), esta unidad representa la acumulación de productos volcá-



Figura 19. Secuencia piro-epiclástica de la Formación Loma Fiera, con intercalaciones de niveles conglomerádicos gruesos en un afluyente del arroyo La Manga.

nicos primarios, lluvia de cenizas y oleadas piroclásticas, y secundarios, lahares y depósitos retrabajados de tefra por acción fluvial, en una posición de borde de cuenca.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre diversos niveles de la Formación Agua de la Piedra, con valores de 35° en Tres Esquinas y 5° en la loma de la Mina (Kozłowski, 1984). Por encima se dispone en discordancia angular la Formación Tristeza.

Edad y correlaciones

Teniendo en cuenta el sincronismo con la Formación Huincan y la discordancia angular que la separa de la Formación Agua de la Piedra, la Formación Loma Fiera es asignada al Mioceno superior (Combina *et al.*, 1997; Combina y Nullo, 1999).

2.5.3.4. Plioceno

Formación Tristeza (28)

Conglomerados

Antecedentes

Groeber (1947) denominó Tristecense a la potente serie de conglomerados gruesos que afloran en la cuchilla de la Tristeza, los cuales se apoyan en discordancia angular sobre las capas santamarienses. Dessanti (1956) usó el término Estratos del Diamante al conjunto Santamariense-Tristeza. Yrigoyen (1972) le otorgó a esta unidad categoría de formación. Volkheimer (1978) la denominó Formación Cuchilla de la Tristeza, desglosando la Formación Río Diamante, la cual abarca los afloramientos del valle del río Diamante aguas arriba y abajo de La Jaula, que se disponen en discordancia sobre la Formación Agua de la Piedra. Kozłowski y Baldi (1983), debido a la imprecisión en establecer un deslinde formacional optaron por incluir dentro de la Formación Tristeza a los estratos asignados por Volkheimer (1978) a la Formación Diamante y por Yrigoyen (1993) al Santamariense. Recientemente, Combina y Nullo (1999) reinterpretaron a la Formación Río Diamante como una variación de facies, parcialmente equivalente a la Formación Loma Fiera, dentro de la evolución de la cuenca de antepaís cenozoica. Para este trabajo se adopta el ordenamiento propuesto por Kozłowski y Baldi (1983) y Kozłowski (1984).

Distribución areal

Además de su perfil tipo en la cuchilla de la Tristeza, integrando el sinclinal homónimo (Kozłowski, 1984), esta formación aflora al sudeste del cerro Tres Lagunas y al pie del cerro Yeseras Grandes. También aflora en una faja en media luna entre el cerro La Amarga y la desembocadura del arroyo Las Aucas en el río Diamante (Fig. 20). Groeber (1947) también reconoció afloramientos asignables a esta unidad en las nacientes del arroyo Moro, adosado al ambiente de Cordillera Frontal.

Litología

Está compuesta por conglomerados polimícticos gruesos de colores grisáceos y en general poco cementados. Los clastos son de origen volcánico y sedimentario. En el valle del río Diamante tienen abundante matriz arenosa y tobácea con tonalidad rojiza. Su espesor varía entre 120 y 220 m en la cuchilla de



Figura 20. En primer plano, afloramientos de la Formación Tristeza en el arroyo Las Aucas, tributario del río Diamante. Al fondo el cerro Diamante. T: Fm. Tristeza. TI: Terciario indiferenciado. B: Basaltos cuaternarios.

La Tristeza y en la desembocadura del arroyo de los Chacayes supera los 500 m (Kozłowski y Baldi, 1983).

Ambiente

Corresponde a un sistema fluvial de abanicos aluviales.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se apoya en discordancia angular sobre la Formación Loma Fiera en la vega del Burro y sobre la Formación Agua de la Piedra en La Jaula y en el arroyo de Las Aucas. A su vez, es cubierta por depósitos pedemontanos y volcanitas cuaternarios.

Edad y correlaciones

Debido a la falta de dataciones directas, esta unidad se asigna al Plioceno sobre la base de las relaciones estratigráficas.

Formación Agua de la Piedra, Formación Loma Fiera y Formación Tristeza (29)

Conglomerados, areniscas, limolitas, tobas, aglomerados volcánicos, lacitas y andesitas

En el sector pedemontano, más precisamente al este del cerro Alquitrán, al norte del cerro de la Leña, en ambos márgenes del río Diamante y de los arroyos El Carrizalito, La Faja y Hondo y al norte del

cerro Gaspar se ubican afloramientos que se correlacionan con las formaciones Agua de la Piedra, Loma Fiera y Tristeza. Los mismos fueron mapeados como una unidad indiferenciada debido a la falta de estudios detallados.

2.5.4. NEÓGENO-CUATERNARIO

2.5.4.1. Plioceno-Pleistoceno inferior

Formación Coyocho (30)

Basaltos, basandesitas, andesitas, tobas, brechas y aglomerados volcánicos

Antecedentes

Groeber (1947) propuso la denominación de Coyochohitense (=Basalto II) para abarcar a los productos volcánicos de composición basáltica y andesítica que constituyen los cerros Risco Plateado, Sosneado, Overo, Listado-Borbellón y Paredón. Kittl (1944) realizó una descripción minuciosa de los principales centros efusivos mencionados.

Distribución areal

Los principales afloramientos de esta unidad se hallan en los cerros mencionados en el apartado anterior. Los cerros Tres Lagunas, Mesón Morado, Mesón de Afuera y Yeseras Grandes constituyen centros efusivos parcialmente desmantelados. Éstos, su-

mados a los afloramientos aislados de coladas que comparten la misma cota topográfica, los cuales representan remanentes erosivos de derrames de proveniencia incierta, son asignados a esta unidad (Volkheimer, 1978). También se reconoce esta formación en la parte septentrional de la cuchilla de la Tristeza y en la sierra del Perdido.

Litología

Además de coladas lávicas, esta unidad incluye tobas, brechas ígneas y aglomerados volcánicos de composición basáltica y basandesítica hasta andesítica. Núcleos intrusivos de composición equivalente completan la serie. A continuación, se describen los principales centros efusivos asignados a esta formación, sobre la base de las observaciones de Kittl (1944) y propias. Los cerros Risco Plateado, Sosneado y zócalo del volcán Overo constituyen estratovolcanes, los cuales a pesar de haber sido profundamente desmantelados por las glaciaciones cuaternarias, conservan la disposición radial original de los mantos lávicos y piroclásticos a partir de un centro que muestra alteración hidrotermal conspicua, enjambre de diques y brechas de relleno de las chimeneas.

Cerro Risco Plateado: Según Kittl (1944), en la ladera septentrional es posible diferenciar una parte inferior integrada por un apilamiento de coladas de

composición basáltica y andesítica de edad probablemente pliocena hasta cuaternaria preglacial. La parte superior estaría compuesta por productos lávicos más modernos, probablemente correspondientes a emisiones laterales más que centrales. En la orilla sur del río Atuel queda expuesto el flanco norte del cerro Risco Plateado, donde se observa una sucesión de coladas de color gris oscuro, con disyunción columnar y niveles piroclásticos intercalados. Las muestras colectadas corresponden a fenoandesitas basálticas y basaltos olivínicos. Las primeras contienen labradorita, olivino, augita e hipersteno, la plagioclasa domina sobre los mafitos, mientras que los segundos poseen augita y olivino dominantes sobre la labradorita. Es frecuente encontrar al olivino serpentinizado en una mesostasis con alteración clorítica y carbonática. Rodeando el cerro por el flanco oeste, a lo largo del arroyo de los Caballos, es posible observar la inclinación original de las coladas a partir del posible cráter, actualmente destruido. Esta inclinación aumenta hacia la cima del cerro (Fig. 21).

Cerro Sosneado: De modo análogo al cerro Risco Plateado, Kittl (1944) consideró que el edificio volcánico del cerro Sosneado está constituido por un zócalo andesítico de probable edad pliocena y coladas y aglomerados de composición basáltica de edad preglacial a interglacial. El volumen estimado por este autor es de 18-20 km³ para las andesitas



Figura 21. Vista del flanco noroccidental del cerro Risco Plateado. Coladas radiales de la Formación Coyocho.

del zócalo y 3-5 km³ para los basaltos cuspidales. Según Groeber (1947), el cerro Sosneado está formado por dos núcleos intrusivos, uno de composición andesítica (4.875 m), más antiguo y otro de composición basáltica (5.189 m). Sobre la margen norte del río Atuel, entre las termas del Sosneado y el arroyo Bayo queda expuesta la estructura interna del aparato volcánico. Las coladas basales se apoyan indistintamente sobre capas pertenecientes a los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza. Se ha podido observar el siguiente perfil, de abajo hacia arriba:

- 10 m. Andesitas grises en coladas gruesas con disyunción columnar. Andesitas hornblendíferas, porfíricas, con fenocristales de labradorita de hasta 0,3 cm de tamaño, hornblenda, augita e hipersteno en pasta con textura hialopilitica.
- 25 m. Brechas gruesas de color gris morado. Monolitológicas, los clastos andesíticos de tamaño variable se disponen de modo caótico en matriz escasa. Se interpreta como un depósito de avalancha.
- 17 m. Brechas gruesas a muy gruesas de tipo mátrix sostén. Polimícticas, engloban clastos de hasta 3 m de tamaño. Lahar proximal.
- 30 m. Ignimbrita rosada con estratificación gruesa. Este depósito piroclástico se inicia con un *surge* basal de 10 m de espesor aproximadamente, compuesto por delgadas capas de color gris oscuro, con laminación paralela y entrecruzada. Luego sigue un depósito

brechoso, de 7 m de espesor, de tipo matriz sostén, el cual engloba clastos de procedencia variada y exhibe estructuras de corriente (entrecruzada, en artesa, lenticular y gradación normal). Sus características permiten interpretarlo como un depósito de lahar. Por encima se dispone una unidad de enfriamiento ignimbritica compuesta por varias unidades de flujo. El grado de soldamiento es bajo y uniforme para toda la unidad. Se observa predominancia de fragmentos pumíceos con respecto a los líticos (basaltos y andesitas, areniscas, clastos indeterminados de color verde). El pómez contiene biotita. Se estima una composición riódacítica.

- 18 m. Monótona sucesión de coladas andesíticas con brechas basales de color gris.
- 16 m. Brechas grises matriz sostén. Probablemente se trata de un depósito de lahar.
- 20 m. Monótona sucesión de coladas andesíticas con brechas basales. El conjunto presenta un color anaranjado por meteorización. Andesitas piroxénicas porfíricas en pasta pilotáxica. Contienen labradorita, augita e hipersteno.
- 25 m. Basaltos cuspidales. Corresponde a una sucesión de coladas, más delgadas en relación a sus equivalentes andesíticos, niveles de escoria, aglomerados y depósitos de lahares. El conjunto se destaca por su coloración negra a rojiza por oxidación, así como también por las coloraciones amarillentas y verdosas de altera-



Figura 22. Vista del flanco sudoriental del cerro Sosneado, desde el río Atuel. A la derecha el arroyo Malo y las capas del Jurásico inferior.

ción. En diversos sectores se observan diques que intruyen esta sucesión. Se trata de basaltos, algunos vesiculares, que contienen escasos fenocristales de labradorita, augita, hipersteno y olivino en pasta intersertal, con abundante vidrio fresco.

Las coladas andesíticas que afloran en ambas márgenes del arroyo Bayo, corresponden probablemente a los derrames más jóvenes emitidos por el antiguo volcán. Pertenecen a coladas que han fluido en dirección sureste hacia el valle del río Atuel, pero que no se han extendido aguas abajo del arroyo Malo (Fig. 22). Se apoyan directamente sobre las sedimentitas del Jurásico inferior. Las morenas desarrrolladas al sureste de su frente, sobre el río Atuel, engloban gran cantidad de clastos de lavas y brechas, indicando la antigüedad preglacial de las volcanitas. Se trata de una espesa sucesión de coladas que alcanza un espesor de 200 m aproximadamente, con niveles de brechas de flujo intercaladas y marcada disyunción columnar. Petrográficamente son andesitas piroxénicas de color gris, porfíricas, con fenocristales de andesina de hasta 0,3 cm de tamaño, augita e hipersteno, en pasta de textura intersertal.

Volcán Overo: con una altura de 4.804 m el volcán Overo constituye un volcán en escudo, con flancos tendidos y un cráter central semidestruido (Kittl, 1944). Los mantos lávicos de la base, de edad coyocholitense (Groeber, 1947), se disponen sobre las capas de yeso de la Formación Auquilco y sobre las formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Loma Fiera. Son andesitas piroxénicas, de color gris, porfíricas, con un contenido de fenocristales de 50% aproximadamente de labradorita, piroxeno y augita en pasta criptocristalina. También hay variedades holohialinas con fluidalidad conspicua. La actividad del volcán Overo continuó hasta tiempos recientes, por lo cual los productos más jóvenes se incluyen en la Asociación Volcánica postglacial.

Relaciones estratigráficas

Se apoya en marcada discordancia angular sobre los estratos plegados mesozoicos y terciarios.

Edad y correlaciones

Groeber (1947) asignó esta unidad al Plioceno más alto, mientras que Volkheimer (1978) la situó en el Pleistoceno inferior. De acuerdo con Kittl

(1944), es muy probable que la actividad de los principales centros haya comenzado en el Plioceno y se haya extendido hasta el Pleistoceno. Adoptando un criterio geomorfológico y al no existir dataciones absolutas de ninguno de los centros descritos, lo único que se puede afirmar es que se trata de aparatos volcánicos cuya etapa de máxima actividad tuvo lugar en tiempos preglaciales. Conos parásitos y emisiones de menor volumen se registran en algunos casos en tiempos posteriores.

2.5.5. CUATERNARIO

2.5.5.1. Pleistoceno inferior

Formación Los Mesones (31)

Fanglomerados y areniscas gruesas

Antecedentes

Esta unidad, también conocida como Depósitos del Primer Nivel de Piedemonte (Groeber, 1947) o Primer Nivel de Agradación, fue definida por Polanski (1963) para abarcar a los sedimentos aluviales gruesos de edad eopleistocena que constituyen una antigua bajada adosada al frente montañoso entre los ríos Mendoza y Diamante. Volkheimer (1978) adoptó esta definición y extendió el mapeo de la formación al sur del río Diamante.

Distribución areal

Esta formación tiene su mejor desarrollo en la llanura pedemontana oriental, con una extensión hacia el este en forma discontinua de hasta 60 km (Polanski, 1963). Desde la loma Grande del Yaucha se prolonga hacia el sur a modo de faja adosada a la Cordillera Frontal, expandiéndose hacia el este en la bajada del Diamante. En el ámbito de la Hoja La Tosca (Polanski, 1964b), la Formación Los Mesones aflora a modo de remanente de erosión al este de la loma de los Corralones. Al sur del río Diamante, Volkheimer (1978) describió esta formación en la cuchilla de la Tristeza, en la loma del Medio y alcanzando su mejor desarrollo en el sector pedemontano al norte del puesto Los Buitres. Esta unidad constituye una planicie levemente inclinada hacia el este. Según Polanski (1963), la superficie tope inclina unos 4° en el sector proximal, 3° en la zona media y menos de 1° en las zonas más distales.

Litología

Está compuesta por fanglomerados gruesos a muy gruesos, con predominio de clastos de hasta 1 m y excepcionalmente hasta 5 m, provenientes de los ambientes de la Cordillera Principal y de la Cordillera Frontal (volcanitas y plutonitas choiyoilitenses, tonalitas, basaltos pliocenos y sedimentitas mesozoicas). La matriz del fanglomerado es arenosa sabulítica. El grado de cementación es variable y suelen intercalarse niveles arenosos gruesos. Los espesores disminuyen drásticamente en dirección oriental; así, en las proximidades del frente montañoso la unidad supera los 100 m de espesor y en la loma de los Corralones no sobrepasa los 20 m de espesor. De igual modo disminuye el tamaño de los clastos que constituyen el depósito y aumenta la selección textural.

Ambiente

Corresponde a un sistema de abanicos aluviales coalescentes vinculados al ascenso neotectónico del frente montañoso (Polanski, 1963).

Relaciones estratigráficas

Se dispone mediante discordancia angular sobre depósitos de edad terciaria y es cubierta por unidades más jóvenes.

Edad y correlaciones

De acuerdo con Polanski (1963), esta unidad se depositó en el Pleistoceno inferior sobre la base de criterios estratigráficos.

Asociación Volcánica Paleopleistocena (32)

Andesitas, basaltos, ignimbritas y tobas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Polanski (1963) para abarcar a las volcanitas de composición andesítica y basáltica atribuidas al Pleistoceno inferior, que afloran a modo de fajas meridianas desde la Cordillera de los Andes hasta el Bloque de San Rafael. Volkheimer (1978) acuñó el término de Formación Cerro Guanaquero para reunir los términos volcánicos equivalentes al "Basalto III" o "Chapualitense inferior" y "Tilhuelitense inferior" de Groeber (1947).

Distribución areal

Se reconocen volcanitas atribuibles a esta unidad en el ámbito cordillerano, asociadas al volcanismo de arco, y en el pedemontano, representando el volcanismo de retroarco. En el área cordillerana Volkheimer (1978) consideró que la localidad tipo de su Formación Cerro Guanaquero se halla en el cerro homónimo, un centro efusivo muy erosionado. Algunas coladas de basalto provenientes de este último descienden, en la zona comprendida entre el río Negro y el arroyo Bravo hasta el valle del río Diamante. Esta formación también se halla presente en las manifestaciones post coyocholitenses de los cerros Risco Plateado y Sosneado, descriptas oportunamente. El cerro La Guardia, situado en la margen sur del arroyo Yaucha, donde éste abandona el ámbito cordillerano, corresponde a un pequeño centro efusivo con coladas asociadas emplazado en las rocas hipabisales de la Formación Choiyoi. Este centro sería equivalente a los extensos afloramientos de edad tilhuelitense descriptos por Groeber (1947) en las inmediaciones de la pampa de los Avestruces. En varias localidades del ambiente cordillerano se observan afloramientos aislados de ignimbritas y tobas, cuya procedencia es incierta y que podrían ser incluidos en esta unidad con reservas. Es el caso de la ladera sur del río Negro, del arroyo La Manga, frente a Tres Esquinas, y de ambos márgenes del arroyo Las Aucas inferior, que debido a su reducida extensión areal no han sido incorporados en el mapa.

En el ámbito pedemontano se incluyen varios conos parcialmente erosionados, remanentes de coladas y escoriales asociados, muy bien representados en el Bloque de San Rafael, al este de la Hoja. Como ejemplos cabe citar los cerros Chato y Negro de las Mesillas.

Litología

En el ámbito cordillerano esta unidad está representada por andesitas basálticas, porfiricas, que contienen hasta un 30% de fenocristales de labradorita, hipersteno y escaso olivino en pasta criptocristalina, como en los afloramientos del cerro La Guardia.

En la margen sur del río Negro aparece una toba lapillítica, de color gris blanquecino, de hasta 15 m de espesor, intercalada entre las coladas basálticas de la Asociación Volcánica Paleopleistocena y los basaltos neopleistocenos. En el arroyo La Manga, frente a Tres Esquinas, adosada a la pared superior

del valle, aflora una ignimbrita andesítica de color negro, vítrea, con abundantes fiammes y grado de soldamiento medio, portadora de abundantes clastos accidentales de calizas y pelitas.

En el ámbito pedemontano este volcanismo, de carácter esencialmente basáltico olivínico, está caracterizado por una breve fase andesítica y una prolongada fase basáltica (Polanski, 1964b). El cerro Chato, cuya morfología no se corresponde con la de un cono monogenético sino más bien con un domo o lava-domo, está compuesto por andesitas basálticas rojizas, muy alteradas y oxidadas, y basaltos olivínicos vesiculares hacia la parte superior.

Relaciones estratigráficas

Los derrames lávicos de esta unidad descienden generalmente a un nivel topográfico mucho más bajo que aquellos pertenecientes a la Formación Coyocho, hecho que se explica por un fuerte ascenso y erosión durante el Pleistoceno inferior y medio (Volkheimer, 1978). En la desembocadura del arroyo Negro, espesas coladas masivas con brechas asociadas se disponen por encima de las capas plegadas del Grupo Mendoza. En el ámbito pedemontano las coladas se disponen de modo discordante sobre los estratos terciarios.

Edad y correlaciones

La falta de dataciones absolutas impide acotar con precisión este evento volcánico. Al norte del río Diamante, la ignimbrita de la Asociación Piroclástica Pumícea constituye un excelente control estratigráfico. En los lugares donde puede observarse la relación estratigráfica entre ambas unidades, como por ejemplo en el cerro La Guardia o en las coladas del río Diamante, es posible discernir la edad pleistocena inferior de las volcanitas. Sin embargo, no es posible establecer la exacta magnitud de este evento, en particular en el ámbito cordillerano, debido a la falta de información geocronológica básica.

Formación La Invernada (33)

Fanglomerados y areniscas

Antecedentes

También denominada Depósitos del Segundo Nivel de Piedemonte (Goerber, 1947), esta unidad fue

definida por Polanski (1963) en el puesto La Invernada, en la margen derecha del arroyo Papagayos.

Distribución areal

En la zona próxima al frente montañoso se presenta como terrazas encajonadas en la Formación Los Mesones, mientras que hacia la zona distal desarrolla un definido nivel de agradación. Se halla bien expuesta entre los arroyos Yaucha y Papagayos (Polanski, 1964b). Dos terrazas de erosión, reconocidas a lo largo de ambos arroyos, han sido labradas en esta formación (Polanski, 1963). En la zona abarcada por la Hoja 32b, Cerro Sosneado, Volkheimer (1978) ubicó dentro de esta formación a las terrazas altas del río Atuel y algunos de sus afluentes, tales como los arroyos La Manga y Blanco. Por razones de representatividad gráfica, estos afloramientos no han sido incluidos en el mapa. Esta unidad acompaña a modo de altas terrazas el recorrido pedemontano del río Diamante. El área llana situada al sur del mismo se asigna con reservas a esta formación, haciendo la salvedad de que futuros estudios de detalle de la estratigrafía del Cuaternario podrán modificar este cuadro simplificado.

Litología

En su perfil tipo consta de dos miembros: uno inferior, de 18 m de espesor, compuesto por areniscas estratificadas, conglomerados y areniscas medianas de color rosado y un miembro superior, de 20 m de espesor, constituido por fanglomerados gruesos con clastos de hasta 5 m de diámetro y matriz arenosa (Polanski, 1963).

Ambiente

Corresponde a un sistema de abanicos aluviales vinculados al ascenso del frente montañoso. Polanski (1963) se ocupó especialmente de demostrar la génesis fluvial de los depósitos, rechazando un origen glacial asociado a un englazamiento pedemontano.

Relaciones estratigráficas

En la zona comprendida entre los arroyos Yaucha y Papagayos se dispone sobre sedimentitas plegadas asignadas al Terciario indiferenciado y se halla cubierta por los depósitos piroclásticos de la Asociación Piroclástica Pumícea.



Figura 23. Depósitos ignimbríticos de la Asociación Piroclástica Pumícea por encima de los conglomerados de la Formación La Invernada en el arroyo Papagayos.

Edad y correlaciones

Polanski (1963), sobre la base de las relaciones estratigráficas, asignó a esta unidad al Neopleistoceno. Sin embargo, la edad de la ignimbrita suprayacente indica una edad mayor, por lo que se la ubica en el Pleistoceno inferior.

Asociación Piroclástica Pumícea (34)

Ignimbritas riolíticas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Polanski (1963) para identificar a las rocas piroclástico-pumíceas que cubren a modo de manto continuo extensas áreas de la llanura pedemontana. Este autor destacó su importancia estratigráfica y le asignó categoría formacional, criterio adoptado por los autores de la presente Hoja. Anteriormente, Groeber (1947) incluyó este evento piroclástico en su Tilhuelitense superior, correspondiente al último interglacial, considerando que la pampa de los Avestruces podría haber constituido un “foco dacítico” que habría dado origen a estos depósitos piroclásticos. Dessanti y Bassi (1947) confeccionaron informes acerca de las características

del pómez atendiendo a su potencial minero. Herro Ducloux e Yrigoyen (1952) describieron tobas y lapilli pumíceos en la zona del arroyo Papal y asignaron estas rocas al Tilhuelitense. En los últimos años, Stern *et al.* (1984) dieron a conocer dataciones, reseñaron sus características y sus implicancias volcanológicas en la vertiente chilena. Esta unidad fue denominada como Diamante Tuff por Harrington (1989) en un estudio preliminar del volcán Maipo. Guerstein (1989, 1990, 1993) realizó una investigación exhaustiva de la Asociación Piroclástica Pumícea, atendiendo a los aspectos litológicos, texturales y faciales e interpretó los parámetros volcanológicos vinculados al origen y emplazamiento de esta unidad piroclástica.

Distribución areal

Los afloramientos asignados a esta unidad se extienden en forma discontinua en la Argentina y en Chile, abarcando una superficie de 23.000 km² (Guerstein, 1993). En Chile, los depósitos están localizados en los valles intermontanos de la cordillera del límite y continúan en el valle Central hasta la costa pacífica. Los afloramientos más importantes se reconocen a lo largo de los ríos Maipo, Cachapoal y Rapel,

en los alrededores de las ciudades de Santiago y Rancagua (Stern *et al.*, 1984). En la Argentina, Polanski (1963) consideró que esta unidad se extiende al sur del graben de Tunuyán hasta Malargüe. Sin embargo, Guerstein (1993) estableció los límites aproximados de propagación de los flujos ignimbríticos entre la latitud de la localidad de Pareditas, al norte y el valle del río Diamante, al sur. Los principales afloramientos se encuentran a lo largo de los arroyos del Rosario, Yaucha y Papagayos (Fig. 23). Hacia el sur, los afloramientos son más discontinuos, encontrándose buenas exposiciones en el área del cerro El Pozo, a lo largo de los arroyos Hondo y Carrizalito y en el valle del río Diamante en las proximidades del cerro homónimo y de la represa Agua del Toro. En la margen sur del río Diamante, se reconocen reducidos afloramientos al este de Las Aucas. Estos últimos no han sido representados en el mapa debido a lo reducido de su extensión areal.

Litología

Polanski (1963) dividió a esta unidad en dos miembros: 1) Miembro Pumíceo Granular, integrado por granulado de pómez y arena de pómez, de vasta extensión en el ámbito pedemontano y 2) Miembro Tobáceo Aglutinado, el cual abarca tobas de aglutinación incipiente y sueltas, tobas de aglutinación parcial y tobas de aglutinación densa. Guerstein (1993), sobre la base de un estudio muy detallado de numerosos perfiles, diferenció 11 litofacies teniendo en cuenta los rasgos texturales, las estructuras sedimentarias, el color y el grado de coherencia de los depósitos. Estas 11 litofacies son: Aglomerado piroclástico, Aglomerado piroclástico lítico, Lapillita y toba lapillítica lítica, Toba moderadamente soldada, Lapillita y toba lapillítica, Ceniza rosada, Ceniza blanca, Lapilli lítico, Lapilli cinéreo, Ceniza lapillítica y púlvica, Lapilli pumíceo y Lapillita lítica. De acuerdo a la interpretación de Guerstein (1993) la Asociación Piroclástica Pumícea se halla integrada por tres unidades: dos de caída pliniana y una de flujo piroclástico denso. La unidad de caída inferior está compuesta por un sector basal proximal rico en líticos y otro cuspidal de naturaleza pumícea. En las áreas proximales su espesor es de 4 metros. Por encima se depositó la unidad de caída superior y en contacto neto la unidad de flujo ignimbrítico, que constituye la unidad principal de esta secuencia. Su espesor varía entre 200 m en los valles cordilleranos y 10 m en la llanura. Con respecto al volumen eruptado, Stern *et al.* (1984) dieron un valor de 450 km³, mientras

que Guerstein (1990) lo estimó en el orden de 260-350 km³. Constituye una sola unidad de enfriamiento de bajo grado de soldamiento, aunque localmente exhibe variaciones hacia términos con soldamiento moderado (Guerstein, 1993). Su composición es riolítica de alto potasio, con plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita y excepcionalmente hornblenda (Stern *et al.*, 1984; Guerstein, 1993).

La Asociación Piroclástica Pumícea corresponde a una ignimbrita de gran volumen y baja temperatura (menos de 600°C, Guerstein, 1993) vinculada al colapso de la caldera Diamante, una megaestructura de forma elíptica de 20 km x 16 km y 700 m de profundidad aproximadamente. De acuerdo con la interpretación de Guerstein (1993), la erupción habría sido de muy corta duración y gran magnitud, estimando un VEI (índice de explosividad volcánica)=7.

Relaciones estratigráficas

En varias localidades pedemontanas los depósitos ignimbríticos se disponen sobre los fanglomerados de la Formación La Invernada y se presentan cubiertos por depósitos recientes. Hacia el este de los 69° de longitud, los depósitos piroclásticos desaparecen debajo de acumulaciones más modernas.

Edad y correlaciones

Según Polanski (1963), sobre la base de relaciones estratigráficas, la Asociación Piroclástica Pumícea queda acotada temporalmente entre las Formaciones La Invernada y Las Tunas, motivo por el cual este autor le asignó una edad pleistocena superior. Las dataciones por trazas de fisión sobre circones contenidos en muestras del sector chileno arrojaron valores de 0,47±0,07 Ma y 0,44±0,08 Ma (Stern *et al.*, 1984), correspondientes al pleistoceno inferior.

2.5.5.2. Pleistoceno superior

Asociación Volcánica Neopleistocena (35)

Andesitas, ignimbritas, brechas, basaltos olivínicos y dacitas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Polanski (1963) para abarcar a las volcanitas del Pleistoceno superior, reemplazando los términos de Basalto IV, Chapualitense superior y Tilhuelitense superior de Groeber (1947).

Distribución areal

Esta unidad se halla representada en el ámbito cordillerano (Volkheimer, 1978; Groeber, 1947) y en el pedemontano (Polanski, 1964b), manifestando la persistencia del par arco-retroarco volcánico establecido probablemente en el Plioceno y con seguridad a comienzos del Pleistoceno. En el área abarcada por la Hoja Cerro Sosneado, Volkheimer (1978) asignó a esta unidad a las coladas de andesita hornblendífera de las playas del Jote que descenden hasta el río Diamante, a las coladas que forman la meseta basáltica entre los cerros Malo y Tres Lagunas y a los depósitos piroclásticos del arroyo Bravo. En todos los casos se trata de productos volcánicos desconectados del correspondiente centro emisor. Las coladas de las playas del Jote podrían pertenecer a la actividad reciente del volcán Overo, encauzadas en un antiguo valle de origen glacial. Afloran en la parte superior del valle del río Negro en su margen sur. En el sector norte de la Hoja, el volcán Maipo puede ser asignado casi completamente a esta unidad. Posteriormente al emplazamiento de la Asociación Piroclástica Pumícea, en algún momento del Pleistoceno superior se formó el aparato volcánico.

En el ámbito pedemontano se reconoce la etapa más antigua en la construcción del volcán poligenético Cerro Diamante y de numerosos conos monogenéticos con lavas y campos de escoria asociados asignables a esta unidad, entre los cuales se destacan los cerros de las Bolas, Morado y Chico, relacionados a la evolución del volcán Diamante. También se incluyen los cerros Sepultura y Gaspar.

Por último, siguiendo el criterio de Volkheimer (1978) se incluyen dentro de la Asociación Volcánica Neopleistocena al cerro Negro, situado al suroeste del cerro Chato y a algunos de los pequeños conos sin nombre ubicados en las cercanías del arroyo Carrizalito.

Litología

Las andesitas de la playa del Jote son fluidales, porfíricas y contienen hasta un 40% de fenocristales de labradorita, hipersteno y lamprobolita en pasta pilotáxica. Las ignimbritas del arroyo Bravo se presentan adosadas a las paredes altas del valle, hallándose mejor preservadas en la margen sur. Esta unidad de enfriamiento potente, de aproximadamente 100 m, aflora en forma continua a lo largo del arroyo, desde sus nacientes hasta su confluencia con el

río Borbollón. De color gris rosado y bajo grado de soldamiento, exhibe zonación incipiente en la mitad inferior, con una base pseudofluidal, una parte media con textura eutaxítica y una parte superior con bajo grado de soldamiento. Muestra un alto contenido de litoclastos frente al de fragmentos pumíceos. Su composición es riodacítica, con plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y hornblenda. El supuesto centro emisor estaría situado en la cordillera del límite, debido a que ciertas características de esta unidad ignimbrítica, como el alto porcentaje relativo de litoclastos y el bajo grado de soldamiento indican lejanía a la fuente.

Para el caso del volcán Maipo (Fig. 24) Sruoga *et al.* (1998b) presentaron un esquema volcanoestratigráfico preliminar en el cual diferencian cuatro episodios eruptivos de composición andesítica a dacítica. Los primeros tres episodios serían asignables a la Asociación Volcánica Neopleistocena. Las Andesitas I corresponden a las emisiones más antiguas y se presentan como remanentes de coladas cubiertas por depósitos de origen glacial; son rocas porfíricas que contienen hasta un 15% de fenocristales de andesina y piroxeno. Las Dacitas II representan el episodio de mayor volumen; se trata de una sucesión de coladas fluidales y depósitos piroclásticos intercalados con espesores cercanos a los 60 m; son dacitas porfíricas, portadoras de 30% de fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda en una mesostasis vítrea a criptocristalina. Las Andesitas III corresponden probablemente a la emisión de coladas a partir de un cono adventicio situado al pie del flanco oriental del volcán. Tanto el cono como las coladas en bloque se presentan cubiertas por una fina capa de origen glacial. Se trata de andesitas vesiculares que contienen 40% de fenocristales de andesina y piroxeno en pasta hialopilitica. El olivino tiene carácter de accesorio.

El cerro Diamante constituye un cono poligenético (Fig. 25), con una altura de 2.354 m, siendo el representante más imponente del volcanismo de retroarco cuaternario en el sector meridional. Se trata de un aparato con forma cónica, con un cráter central y conos cinéreos parásitos en su flanco oriental. Los derrames lávicos asociados fueron encauzados por el antiguo valle del río Diamante, encontrándose remanentes de coladas de hasta 150 m de espesor coronando la pared sur del valle hasta las proximidades del cerro Angostura. En las inmediaciones de la represa Agua del Toro las coladas se disponen por encima de los depósitos ignimbríticos correspondientes a la Asociación



Figura 24. Vista panorámica del flanco oriental del volcán Maipo.



Figura 25. Cerro Diamante, a cuyo pie se desarrollan las huayquerías.

Piroclástica Pumícea y se hallan cubiertas por depósitos considerados como fluvio-glaciales por Dessanti (1956). Se trata de basaltos de color negro, con escasas vesículas tapizadas con calcita. En una mesostasis de labradorita, augita y minerales opacos se destacan fenocristales de olivino de hasta 2 mm de tamaño. El edificio volcánico está formado por andesitas, mantos de brechas basálticas y coladas de basalto olivínico. En el flanco nordeste se destaca un pequeño cuerpo de pórfido andesítico, compuesto por fenocristales de andesina, lamprobolita, augita-egirina e hipersteno en una pasta microgranosa de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos. Estrechamente asociadas a este pórfido se presentan coladas de composición equivalente, con fenocristales de labradorita, lamprobolita y augita en pasta hialopilitica. Por encima de este conjunto andesítico se dispone una sucesión de mantos lávicos y piroclásticos (brechas, aglomerados y escoria lapillítica) de composición modal basáltica y andesítico basáltica. Los fragmentos incluidos en los depósitos de escoria corresponden a andesitas basálticas muy vesiculares, con fenocristales de andesina, augita, hornblenda y olivino en pasta hialofítica. Las coladas cuspidales son basaltos olivínicos portadores de labradorita, augita, olivino e hipersteno como fenocristales, inmersos en una pasta con textura hialopilitica.

Los cerros de las Bolas, Morado (Fig. 26) y Chico, ubicados al noroeste y este del cerro Diamante respectivamente, constituyen pequeños centros monogenéticos, presumiblemente contemporáneos con la actividad principal del mismo. El cerro Morado compone un cono hidrovulcánico formado a partir de la interacción de magma ascendente con la napa freática o bien con un cuerpo de agua de escasa profundidad. La mayor parte del cono está compuesto por un anillo de toba (*tuff ring*) de escasa altura y un cráter central de gran tamaño relativo. El depósito volcánico-clástico de tipo matriz-sostén está conformado por una matriz de color castaño rojizo, de origen clástico, y fragmentos de basalto olivínico cuyo tamaño varía entre pocos centímetros hasta 1 metro. Posee estratificación entrecruzada en capas de gran longitud de onda, característico de los depósitos de tipo *surge*. Hacia la parte superior este cono presenta una sucesión de mantos de brechas y delgadas coladas intercaladas. El cráter tiene una escotadura hacia el norte, por la cual se derramaron las coladas más extensas. Se considera a este cono de tipo mixto, debido a que fue construido bajo condiciones de ambiente subaéreo al inicio y subaéreo hacia la etapa final de actividad.

Los cerros El Pozo, Sepultura y Gaspar están compuestos predominantemente por basaltos olivínicos. El área conocida como cerro El Pozo se interpreta como un par de maares coalescentes de 0,5 km de diámetro (Cortés y Sruoga, 1998). El maar occidental, considerado previamente como una caldera de explosión (Polanski, 1964b) contiene un cono cinéreo en su interior (cerro El Pozo). Remanentes de un delgado anillo de toba se hallan preservados en el borde oriental de la estructura. El cerro El Pozo, constituido por acumulación de escoria y pequeñas coladas asociadas, presenta una morfología “muy fresca” por lo cual no se descarta que sea de edad holocena. La distribución espacial de los centros descritos en el sector pedemontano y su alineación con trenes de escarpas de falla y escarpas de falla rocosas, han permitido definir dos extensas zonas de fracturamiento oblicuo (310° a 325°) al frente montañoso (Cortés y Sruoga, 1998), que fueron sucesivamente reactivadas durante el Cuaternario, promoviendo el emplazamiento de magma basáltico y la construcción de conos monogenéticos de pequeño volumen como los cerros Sepultura y Gaspar y volcanes de mayor envergadura como el cerro Diamante.

Edad y correlaciones

La localización topográfica de las coladas de las playas del Jote y los depósitos morénicos que tapizan el valle del río Negro permiten asignar a estas coladas una edad anterior a la última glaciación. Según Dessanti (1956), gran parte de la actividad del volcán Diamante tuvo lugar en el Pleistoceno superior. Ante la falta de dataciones absolutas, esta unidad se atribuye al Pleistoceno superior (Polanski, 1963).

Formación Las Tunas (36)

Fanglomerados, conglomerados, gravas y arenas

Antecedentes

Esta unidad, también llamada Depósitos del Tercer Nivel de Piedemonte o Tercer Nivel de Agradación, fue definida por Polanski (1963) para referirse a los fanglomerados que constituyen la gran bajada del graben de Tunuyán.

Distribución areal

Se presenta como terrazas encajonadas en los depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea. Las



Figura 26. Cerro Morado.

terrazas, de escasa altura, se desarrollan a lo largo de los arroyos Papagayos y Yaucha y en algunos de sus tributarios (Polanski, 1964b). Además, aflora en anchas terrazas sobre ambos lados del río Diamante.

Litología

Consiste en depósitos fanglomerádicos muy gruesos, conglomerados medios, gravas medianas a gruesas y arenas limosas. A veces los fanglomerados presentan leve estratificación. La variedad de clastos abarca rocas sedimentarias mesozoicas, riolitas de la Formación Choiyoi, tonalitas, lutitas de la Formación Lagunitas y clastos pumíceos de la Asociación Piroclástica Pumícea. Los fanglomerados pasan distalmente a conglomerados fluviales y arenas depositadas en depresiones (Polanski, 1964b).

Ambiente

Constituye un sistema de abanicos aluviales vinculados al ascenso del frente montañoso, correspondientes al tercer subciclo de agradación aluvial (Polanski, 1963).

Relaciones estratigráficas

La Formación Las Tunas cubre a la Asociación Volcánica Neopleistocena y a la Asociación

Piroclástica Pumícea, y se halla cubierta por los sedimentos limosos de la Formación El Zampal.

Edad y correlaciones

De acuerdo con las relaciones estratigráficas se asigna esta unidad al Pleistoceno superior.

Depósitos glaciales (37)

Bloques, gravas y arenas

En todo el macizo montañoso de la Cordillera Principal se preservan depósitos morénicos correspondientes a la última glaciación. Un ejemplo de arco morénico terminal se encuentra en el valle del río Atuel, donde desemboca el arroyo Bayo, donde también se reconocen morenas laterales bien expuestas y un valle en U, perfectamente conservado. Arcos de morenas bien preservados se ubican al sur del río Atuel en las inmediaciones del arroyo Felipe. Al norte del volcán Maipo, contra la pared norte de la caldera, se han acumulado espesos depósitos morénicos pertenecientes a varios episodios de retroceso glacial. Como no se han realizado trabajos de estratigrafía glacial en la zona, la ubicación cronológica de estos avances y su número es al momento incierto.

Edad

De acuerdo con las relaciones estratigráficas se asigna esta unidad al Pleistoceno superior.

2.5.5.3. Holoceno

Formación El Zampal (38)

Limos loessoides

Polanski (1963) definió esta unidad para referirse a los sedimentos limosos amarillentos, parecidos al loess, que se disponen sobre las terrazas fluviales recientes. Niveles de gyttia que infrayacen a la Formación El Zampal han arrojado una edad de 9.625 A.P., razón por la cual se le asigna a esta unidad una edad postglacial (Polanski, 1963).

Asociación Volcánica Postglacial (39)

Andesitas, dacitas, ignimbritas y basaltos olivínicos

En esta unidad se incluyen el Basalto V o Puentelicense y el Basalto VII o Tromenlense, según el ordenamiento estratigráfico propuesto por Groeber (1947). Representantes asignables a esta entidad se encuentran en la alta cordillera, inmediatamente al oeste del cerro Guanaquero. Estos productos volcánicos, que no han podido ser vinculados a un centro en particular, se han emplazado en un relieve excavado por las glaciaciones. En los volcanes Overo y Maipo, las últimas manifestaciones de

actividad volcánica pueden ser atribuidas a esta unidad. Pertenecen al ambiente de arco volcánico, cuya posición debió ser muy parecida a la actual. Las tobas blancas que tapizan el valle longitudinal del río Blanco fueron consideradas por Volkheimer (1978) de mayor antigüedad, sin embargo las evidencias geomorfológicas permiten reasignarlas a la Asociación Volcánica Postglacial (Fig. 27). En el ámbito pedemontano se incluyen los numerosos conos monogenéticos (cerritos alineados al norte del arroyo Carrizalito y el cerro Arroyo Hondo) y el registro de actividad eruptiva más moderna del volcán Diamante (Fig. 28). Éstas corresponden a las manifestaciones más septentrionales del extenso volcanismo de retroarco desarrollado en el sur de la provincia de Mendoza y Neuquén.

El cerro Arroyo Hondo es un cono de escoria que se eleva a 2.160 m con un cráter central y capas piroclásticas con disposición radial. En su flanco sur, la erosión fluvial expone la estructura interna del cono, se observan capas de escoria de color rojizo amarillento con una inclinación de 22° al sur. Hacia arriba, en dirección al cráter, las capas son más potentes, con mayor grado de aglutinación, de mayor granulometría y presentan una inclinación próxima al ángulo máximo de reposo del material



Figura 27. Los Toscales. Ignimbrita encauzada en el río Blanco.



Figura 28. Cerro Diamante. Depósito de tefra de caída de composición andesítica correspondiente a erupciones en épocas recientes.



Figura 29. Pared norte de la caldera Diamante. Alojado en un circo glaciar (C), un típico ejemplo de glaciar de roca (GR).

(30°). En la parte inferior del flanco, por encima de las capas amarillas, se dispone una acumulación de escoria lapilítica de color negro, incoherente, que correspondería a la actividad póstuma de este volcán. Debido al excelente grado de preservación de sus rasgos morfológicos primarios se asigna a este cono a la Asociación Volcánica Postglacial.

Depósitos aluviales (40), coluviales (41) y de remoción en masa (42)

Arenas, gravas y limos. Brechas y bloques

Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa de edad reciente y actuales son muy frecuentes en todo el ámbito de la Hoja. Los primeros se hallan alojados en los principales ríos, como el Atuel y el Diamante, en su tramo pedemontano. El relieve escabroso de Cordillera Principal y la disponibilidad de detrito abundante determinan condiciones favorables para la generación de depósitos coluviales y de remoción en masa. En particular, entre los depósitos de remoción en masa cabe destacar los glaciares de roca que se pueden observar en la pared norte de la caldera Diamante (Fig. 29) y en la cima del cerro Sosneado.

3. ESTRUCTURA

3.1. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Desde principios de la década del '70, la Cordillera de los Andes ha sido considerada como ejemplo de orógeno tipo, en el cual la paleogeografía, el magmatismo y la tectónica son el resultado de la evolución de un margen activo, producto de la subducción de la corteza oceánica por debajo de la corteza continental. Sin embargo, analizando en detalle la evolución de los Andes Centrales, se pone en evidencia una historia geológica más compleja, en la cual una serie de eventos tectónicos superpuestos de colisión y subducción producidos desde el Paleozoico inferior generaron sucesivas orogénesis (Ramos, 1988b).

De acuerdo con Mpodozis y Ramos (1989), tres estadios pueden ser reconocidos en la evolución tectónica de la comarca:

a) Ciclo Tectónico Famatiniano (Cámbrico-Devónico superior): corresponde a un período dominado por la acreción de terrenos alóctonos al margen pacífico del continente de Gondwana.

b) Ciclo Tectónico Gondwánico (Carbonífero inferior - Triásico superior): durante este período se destaca el desarrollo de complejos de subducción a lo largo del margen pacífico indicando un comportamiento de típico margen activo. El evento magmático sobresaliente corresponde al emplazamiento de cuerpos hipabisales, lavas e ignimbritas de composición andesítico-riolítica, conocido como Grupo Choiyoi. Este evento registra un cambio evolutivo en el ambiente tectónico imperante, desde subducción con desarrollo de un típico arco magmático calcoalcalino hasta extensión generalizada con volcanismo riolítico asociado, a consecuencia de una disminución en la velocidad de convergencia (Ramos, 1988a, Ramos *et al.*, 1999).

c) Ciclo Tectónico Ándico (*l.s.*) (Jurásico inferior - Cuaternario): los principales eventos que caracterizan este ciclo se hallan relacionados a un profundo cambio en las condiciones paleogeográficas. Entre el Jurásico y el Cretácico medio - superior prevaleció un régimen extensional, el cual determinó el desplazamiento del arco volcánico hacia el oeste y favoreció el desarrollo de una serie de cuencas de retroarco interconectadas, cuyo conjunto se conoce como Cuenca Neuquina. Durante la mayor parte del Mesozoico la misma estuvo sometida a periódicos ingresos marinos provenientes del océano Pacífico. El régimen extensional perduró hasta el Cenomaniano, cuando se produjo una reorganización de los esfuerzos tectónicos dando como resultado el cierre de la cuenca. Se conoce como **Ciclo Araucánico** (Leanza *et al.*, 1997) al período dominado por un régimen esencialmente extensional y **Ciclo Patagónico** (Keidel, 1921) a aquel caracterizado por un régimen de tipo compresional. El **Ciclo Ándico s.s.** (Digregorio y Uliana, 1980), que abarca los períodos Terciario y Cuaternario, se halla dominado por un régimen tectónico de tipo compresivo. Este último ciclo es el responsable del alzamiento y estructuración de la Cordillera de los Andes. Las características del arco magmático al sur de la latitud de 33° S ponen de manifiesto la casi nula migración del mismo. Este comportamiento obedece a la persistencia de la geometría de la zona de Wadati-Benioff, con un ángulo de inclinación cercano a los 30° (Ramos y Nullo, 1993) en comparación con el segmento andino ubicado inmediatamente al norte de los 33° S, afectado por subducción horizontal desde el Mioceno.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

La Hoja 3569-I, Volcán Maipo, puede ser dividida en función del comportamiento tectónico y estructural en cuatro sectores diferentes y cinco subáreas de características claramente distinguibles:

- Faja plegada y corrida de Malargüe
 - Sector interno
 - Sector externo
- Faja plegada y corrida del Aconcagua
 - Zona de imbricación
 - Sistema de corrimientos en secuencia
 - Sistema de corrimientos fuera de secuencia
 - Zona de inversión tectónica
- Bloque de la Cordillera Frontal
- Sector pedemontano

3.2.1. FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MALARGÜE (Kozłowski *et al.*, 1993)

Posee gran desarrollo areal, extendiéndose hacia el sur de la caldera Diamante. En su tramo austral constituye el frente montañoso en virtud de la desaparición de la Cordillera Frontal.

La faja plegada y corrida de Malargüe está caracterizada por un estilo estructural en el cual predomina el fenómeno de inversión tectónica en relación con el plegamiento y un bajo porcentaje de acortamiento (Kozłowski, 1984). El promedio es de 32% (Maceda y Figueroa, 1995), siendo este valor inferior a la mitad del acortamiento determinado para la faja plegada y corrida del Aconcagua.

En función de la distribución areal de las unidades sedimentarias y de la orientación de las estructuras se propone, de acuerdo con Kozłowski *et al.* (1996) para la Cuenca Neuquina, la división de este sector en dos dominios, uno interno y otro externo (Figs. 30 y 33)

a) Sector interno: se halla caracterizado por la exposición de unidades correspondientes al registro mesozoico, desde el Triásico superior al Cretácico inferior temprano y por el control estructural ejercido por el basamento. La Formación Choiyoi no aflorante posee una activa participación, condicionando el origen de las estructuras ándicas. La orientación general de estas estructuras, NNE-SSO, constituye la expresión del período de extensión ocurrido durante el Jurásico (Maceda y Figueroa, 1995) y no es coincidente con aquella originada durante la última orogenia (NNO-SSE). Otra característica importante es la variabilidad de la vergencia de las

estructuras, aspecto que estaría relacionado con la orientación de la inclinación de los planos de falla del sistema extensional previo. Un ejemplo de estructura controlada por el basamento es el Anticlinorio del río Atuel (Fig. 31), situado en la margen norte del río y constituido por depósitos del Cuyano inferior plegados. Cabe destacar la morfología de algunas estructuras, tales como algunos anticlinales y sinclinales que presentan una amplia semilongitud de onda, lo cual pone en evidencia la inversión diferencial de los hemigrábenes en este sector.

b) Sector externo: se caracteriza por afloramientos de unidades de edad cretácica inferior temprano hasta Plioceno. Los depósitos terciarios están mayormente representados en el ámbito de la cuchilla de la Tristeza, ubicada en la porción sur del sector. Se presenta como una faja de imbricación integrada por corrimientos emergentes, que afectan a depósitos mesozoicos y a los depósitos sinorogénicos terciarios de la cuenca de antepaís (Kozłowski, 1991). A diferencia del sector interno, las estructuras muestran una orientación general NNO-SSE, cuyo origen corresponde exclusivamente a la orogenia Ándica, sin intervención de estructuras previas posteriormente reactivadas. Así también la vergencia de las estructuras se mantiene constante hacia el este.

En la zona del río Diamante al oeste del cerro de la Ventana, se repiten varias veces secciones competentes del Grupo Mendoza (Fig. 32) y de la Formación Huitrín. Más al sur, estos despegues, próximos a la base del Grupo Neuquén, se propagan en la Formación Rayoso, a través de pelitas rojas, observándose importantes fallas que se generan al este del río Blanco y alcanzan su mayor expresión en las del Sosneado y del Mesón. Estas fallas producen un importante rechazo en el Grupo Malargüe y los terrenos cenozoicos. Ambas fallas llegan a tener un considerable rechazo vertical en superficie; la del Mesón presenta el máximo (1.200 m) en el arroyo del Salto (próximo al extremo norte de la cuchilla de la Tristeza); mientras que la del Sosneado exhibe su máximo rechazo (800 m) al oeste de Los Buitres. Esta última falla, atravesada en subsuelo a esta latitud, muestra un rechazo vertical de unos 200 m repitiendo parte del Grupo Neuquén. Al oeste del río Blanco (mina Eloísa, loma de las Mulass), los niveles plásticos del Grupo Mendoza se presentan plegados junto con las capas más competentes, como las calizas de la Formación Chachao (Kozłowski, 1984).

La cuchilla de La Tristeza constituye la principal estructura sinclinal del sector externo, dada su extensión y su espesor sedimentario terciario. La geometría de esta depresión controla la orientación y vergencia de las estructuras de los terrenos mesozoicos y terciarios. La morfología es asimétrica, el flanco occidental determina el límite oeste del sector externo y el flanco oriental está vinculado al levantamiento que producen los corrimientos del Mesón y El Sosneado afectando las unidades cretácico-terciarias. La falla El Sosneado constituye el frente orogénico emergente de la Cordillera Principal entre los ríos Diamante y Atuel (Kozlowski *et al.*, 1989).

El acortamiento estimado para la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Diamante, para el tramo que se extiende entre El Chacayal y el arroyo Moro, es de 15 km aproximadamente. A este valor deben agregarse más de 5 km, los cuales han sido erosionados al levantarse el cordón del Carrizalito en la Cordillera Frontal (Kozlowski *et al.*, 1993). Cabe destacar que si se analizan tramos de similar longitud, la tendencia regional indica una pérdida de acortamiento hacia el sur.

3.2.2. FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL ACONCAGUA (Ramos, 1988b; Cegarra, 1994)

De menor desarrollo areal, ubicada al norte de la caldera Diamante, la faja plegada y corrida del Aconcagua se caracteriza por presentar, de modo predominante, una estructura de tipo epidérmico (*thin skinned*). Se halla ubicada en el ambiente de retroarco y muestra un sentido de cizalla antitético con respecto a la subducción andina. Esta faja se desarrolló y fue activa principalmente entre el Mioceno inferior y el superior, siendo progresivamente desactivada y atrapada en el interior del orógeno andino debido al avance de la deformación hacia el este a partir del Mioceno superior.

A la latitud de la Hoja en análisis, la faja plegada y corrida del Aconcagua puede ser dividida, siguiendo a Ramos *et al.* (1997), en dos sectores de características estructurales y sedimentológicas diferentes (Repol, 2000) (Figs. 30 y 33).

Zona de imbricación: abarca el área comprendida entre el frente de corrimiento y las nacientes del arroyo Durazno. Se caracteriza por la presencia de un sistema de siete u ocho corrimientos. A su vez, este sector puede ser subdividido en dos subáreas menores en función del tipo de litologías

aflorantes y del comportamiento de las unidades frente a la deformación.

Sistema de corrimientos en secuencia: se extiende desde el arroyo Durazno, donde las sedimentitas mesozoicas se disponen tectónicamente sobre depósitos terciarios, hasta el frente de corrimientos de la Cordillera Principal. Allí afloran principalmente unidades cenozoicas debido a la somerización del nivel de despegue, el cual se propaga aparentemente en la Formación Saldeño. Otra característica del área es el mayor espaciamiento relativo entre los corrimientos, atribuible a una progresiva disminución del esfuerzo compresivo en forma relativamente lenta (Morley, 1986).

Sistema de corrimientos fuera de secuencia: se extiende hacia el oeste de la primera y se caracteriza por la exposición de unidades mesozoicas debido a que el nivel de despegue estructural es más profundo. Éste se halla representado por los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco y en menor medida, probablemente, por los niveles pelíticos de la Formación La Manga. Además, la distribución de las estructuras del sistema de corrimientos se presenta más concentrada en comparación con la otra subárea del sector imbricado.

Cabe destacar el desarrollo de un anticlinal volcado asimétrico que forma el flanco occidental de la quebrada del arroyo Durazno y cuyo núcleo está constituido por la Formación Tordillo. A su vez, este anticlinal se encuentra limitado en su flanco oriental por el corrimiento que dispone a las sedimentitas mesozoicas sobre los depósitos terciarios aflorantes en la quebrada del arroyo Durazno. Este anticlinal ha sido interpretado como un pliegue de propagación, posteriormente trasladado (*transported fault propagation fold*) (Folguera, 1997). Los corrimientos aflorantes hacia el oeste de este anticlinal se clasificarían, según sus características estructurales, como del tipo fuera de secuencia (*out-of-sequence thrust*). Éstos representan la respuesta estructural frente a la dificultad para continuar avanzando a causa de la fijación del sistema de corrimientos (*sticking point*) en el frente orogénico debido al ascenso de la Cordillera Frontal.

Zona de inversión tectónica: limita al este con el sector de imbricación y hacia el oeste interesa el área cordillerana chilena, donde posiblemente tenga un mayor desarrollo. Este sector se caracteriza por presentar dos estructuras de primer orden, representadas por un anticlinal y un sinclinal, ambos volcados con sus flancos inclinados hacia el oeste (Bühler, 1997). Estas estructuras poseen

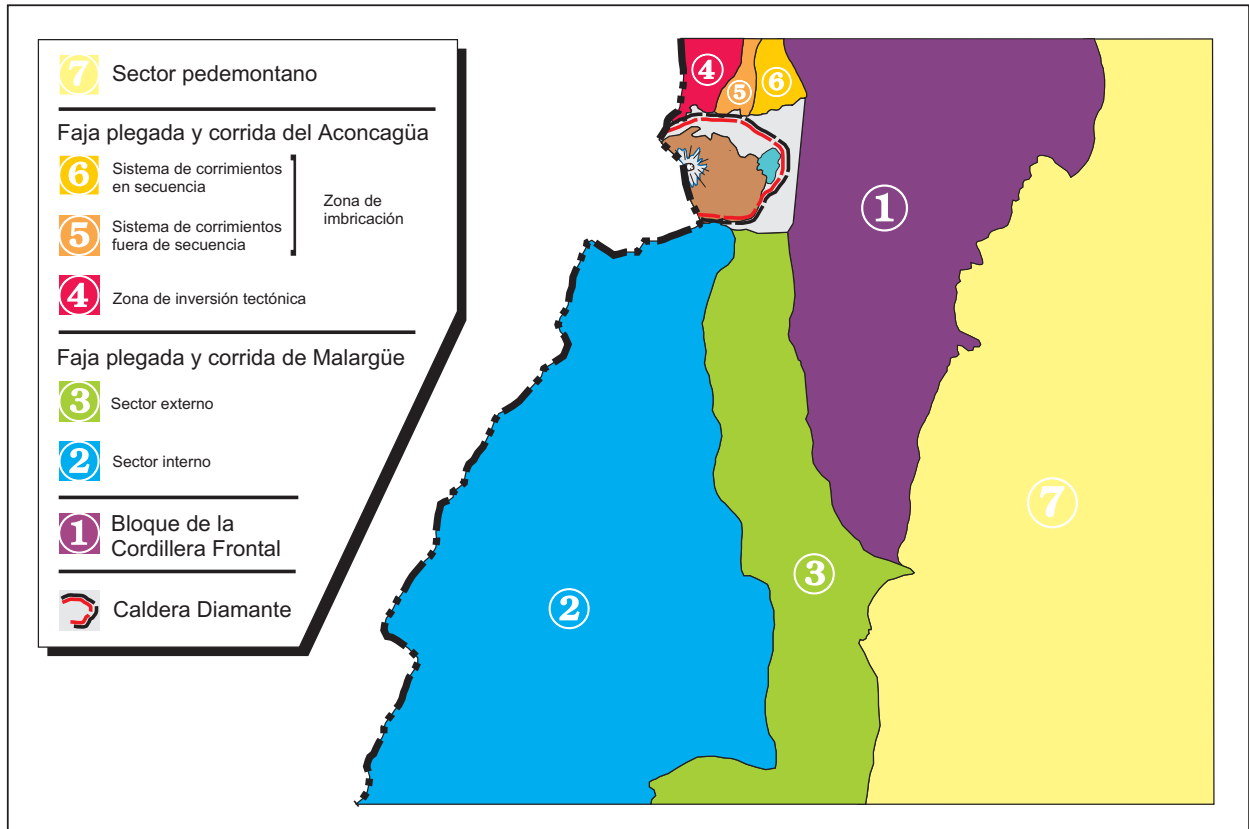


Figura 30. Dominios estructurales de la Hoja 3569-I, Volcán Maipo.



Figura 31. Anticlinorio del río Atuel sobre la margen norte del río homónimo.



Figura 32. Formación Agrio sobre la margen norte del río Diamante.

semilongitudes de onda apreciables, en comparación con aquellas observadas en el sector imbricado. Además, se registran cambios en el rumbo de las estructuras, como es el caso del sinclinal que con rumbo N-S atraviesa el del arroyo Quebrado, y luego cambia la orientación adquiriendo un rumbo E-O (Bühler, 1997). En consecuencia, se presume que el desarrollo de las estructuras en este sector estaría controlado por la inversión de hemigrábenes, relictos del antiguo sistema extensional jurásico (Manceda y Figueroa, 1995).

3.2.3. BLOQUE DE LA CORDILLERA FRONTAL

El extremo sur de este bloque presenta las características de un gran anticlinal, donde afloran las volcanitas de la Formación Choiyoi cubiertas por depósitos mesozoicos (Kozłowski *et al.*, 1993). La existencia de esta gran estructura anticlinal se deduce de las actitudes estructurales del flanco occidental que buza unos 30° al oeste y del oriental que llega a ser vertical, estando el límite oriental controlado por un fallamiento de alto ángulo con buzamiento al este. Esta falla fue reconocida por Lahee (1927), quien la denominó *Diamante Fault*. En las lomas Bayas, ubicadas en el sector más austral, tiene

lugar una estructura anticlinal asociada a una falla cuyo buzamiento se orienta hacia el este.

La estructuración de la Cordillera Frontal como tal, se produjo durante los estadios finales de la orogenia Andica, pero con posterioridad a la Cordillera Principal (Polanski, 1964a, 1972). Cabe agregar que el sistema de fallas de La Carrera ha sido activo durante el Plioceno, poniendo en evidencia la actividad neotectónica del bloque de Cordillera Frontal (Cortés, 1993).

3.2.4. SECTOR PEDEMONTANO

Pese a tratarse del sector en donde predominan los depósitos más modernos y siendo en general estos ámbitos caracterizados por una estructuración mínima y/o nula, cabe destacar las evidencias de actividad neotectónica en algunos sectores debido al avance del frente orogénico actual.

3.3. NEOTECTÓNICA

3.3.1. ANTECEDENTES

Para el examen de la actividad tectónica cuaternaria registrada en la Hoja 3569-I, Volcán Maipo, se han tomado en cuenta la deformación de

sedimentos y volcanitas de edad cuaternaria y las evidencias de generación y modificación tectónica de geformas asociadas al frente montañoso. No se han considerado aquí las estructuras generadas durante el Plioceno tardío a Pleistoceno temprano por el diastrofismo Diaguita, el cual deformó rocas precuaternarias.

El río Diamante separa dos tramos morfotectónicos diferentes del frente montañoso, caracterizados por su composición, morfología y estructura. Hacia el norte, entre el río Diamante y el arroyo del Rosario el frente corresponde a la porción austral de la Cordillera Frontal, representada por el cordón del Carrizalito; hacia el sur, está definido por la cuchilla de la Tristeza que forma parte de la Cordillera Principal. La localización de ambos tramos está controlada por el fallamiento neógeno. En el cordón del Carrizalito, el frente está definido por la falla Agua Escondida, mientras que en la cuchilla de la Tristeza lo está por las fallas del Mesón y El Sosneado. Estas fallas, inversas y de vergencia oriental, muestran evidencias de reactivación tectónica cuaternaria en distintos tramos.

Durante el Neógeno, el sector pedemontano formó parte de la cuenca de antepaís denominada por Polanski (1963) Depresión de los Huarpes; a la latitud de la Hoja dicha depresión evolucionó durante el Cuaternario a una cuenca intermontana limitada al este por el Bloque de San Rafael y modificada por la acción tectónica.

Un estudio detallado y precursor de la estratigrafía, neotectónica y geomorfología del ambiente pedemontano de la Cordillera Frontal del norte de Mendoza fue realizado por Polanski (1963); en ese trabajo presentó un mapa a escala aproximada 1:320.000 de la mayor parte del sector pedemontano nororiental de la Hoja, al norte del río Diamante.

Volkheimer (1978) estudió el sector sur de la Hoja entre los 34°30' y los 35°00' de latitud sur; mapeó distintas unidades sedimentarias tardiocenozoicas y distinguió acumulaciones volcánicas cuaternarias de distinta edad que, siguiendo a Polanski (1963), relacionó a los movimientos neotectónicos; asimismo, no mapeó fractura alguna en coincidencia con el frente montañoso de la Cordillera Frontal. En el texto, dicho autor hizo referencia a la reactivación cuaternaria de extensas fallas longitudinales localizadas al este y oeste de la cuchilla de la Tristeza, citando cientos de metros de rechazo. Kozłowski (1984) y Kozłowski *et al.* (1989, 1993) presentaron reconstrucciones de la estructura superficial y de subsuelo de parte del frente mon-

tañoso oriental, en especial de la cuchilla de la Tristeza, haciendo referencia al diastrofismo Diaguita y mencionando algunas evidencias de la deformación durante el Cuaternario.

En un trabajo de síntesis acerca del peligro sísmico y la neotectónica de la provincia de Mendoza, Bastías *et al.* (1993) indicaron la existencia de fallas cuaternarias vinculadas al frente montañoso y fallas rumbodeslizantes de orientación noroeste en el sector pedemontano. Tales estructuras fueron tratadas posteriormente por Tello (1994), quien destacó la relación de las estructuras oblicuas al frente (fallas Papagayos y Diamante) con el volcanismo cuaternario y con rasgos geomórficos locales. Cortés y Sruoga (1998) mapearon las escarpas de falla asociadas a esas estructuras e hicieron referencia acerca de su evolución cronológica.

3.3.2. SISMICIDAD

La distribución de epicentros de sismos localizados entre 0 y 20 km de profundidad revela que la mayor parte de la actividad sísmica moderna superficial se concentra preferentemente en la franja del límite próxima a los 70°00' de longitud oeste. Si bien se han reconocido numerosas evidencias de tectónica activa en distintas fallas del frente serrano y del piedemonte de la Cordillera Frontal, esta actividad no está reflejada en el registro instrumental de sismos de esa región. Por otra parte, la inferencia de actividad cuaternaria en la cuchilla de la Tristeza a partir de la compilación de los escasos antecedentes geológicos disponibles se ve respaldada por una anómala concentración de sismos modernos.

3.3.3. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS CUATERNARIAS

Los elementos estructurales cuaternarios están localizados en el sector oriental de la Hoja, tanto en el frente cordillerano como en el ámbito pedemontano adyacente. Las principales fallas, zonas de falla y escarpas de falla cuaternarias constituyen, según su orientación, dos grupos principales (cuadro 3).

Estructuras longitudinales del frente montañoso y del sector pedemontano proximal

Falla Chalet

En el extremo nordeste de la Hoja, una zona de falla de traza irregular más o menos paralela al fren-

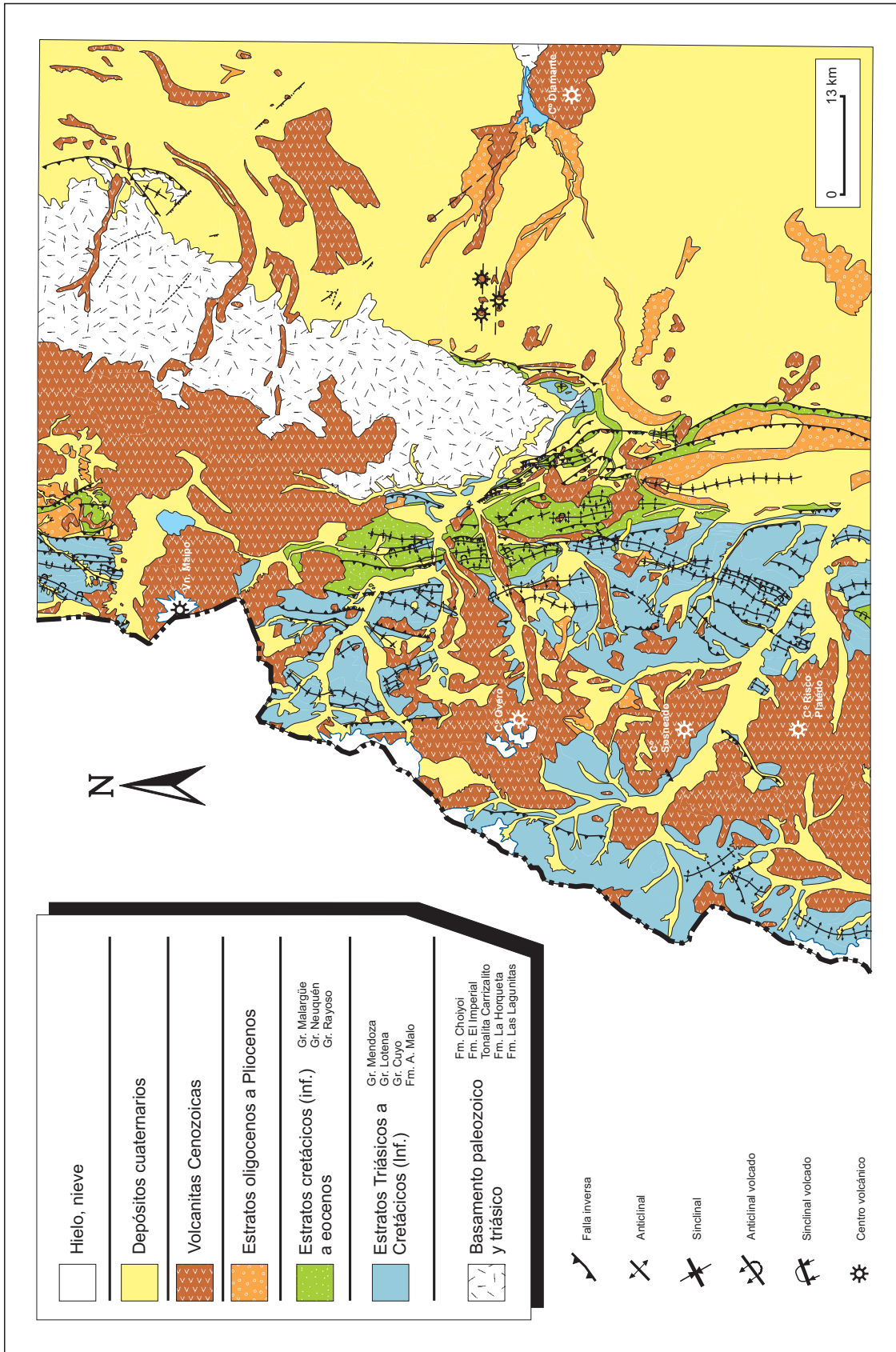


Figura 33. Esquema estratigráfico y tectónico.

te montañoso limita por el este al conjunto de suaves lomadas pedemontanas y hacia el sur, la loma Grande de Yaucha (Fig. 34). Fue inicialmente reconocida por Polanski (1963, 1964b) quien la consideró una falla gravitacional con labio hundido al este; según ese autor, formaba parte de la falla Tupungato, la cual continuaba hacia el norte con orientación norte - sur debajo de la cubierta aluvial. Posteriormente fue denominada falla Chalet por Bastías *et al.* (1993) y Tello (1994), quienes reconsideraron su traza, continuándola hacia el noroeste a lo largo del cerro Chalet y del frente montañoso hasta el río Tunuyán. Cortés y Sruoga (1998) coincidieron con esta última reconstrucción y la interpretaron como una falla inversa que en la loma Grande de Yaucha ascendió un extenso pedimento rocoso elaborado en rocas del Formación Choiyoi y deformó la cobertura constituida por la Formación Los Mesones.

En la zona de falla Chalet es posible reconocer varios segmentos estructurales (De Polo *et al.*, 1989) de los cuales el más austral se extiende dentro de la Hoja, hasta la loma Grande de Yaucha. Al norte del arroyo del Rosario, la falla está inferida por la culminación rectilínea de las lomadas pedemontanas que exhuman una superficie de erosión regional muy erosionada, cubierta parcialmente por remanentes de la Asociación Piroclástica Pumícea. Entre el arroyo del Rosario y la loma Grande de Yaucha, la zona de falla emergente representada por escarpas rocosas y pedemontanas, delimitan al oeste un extenso bloque occidental elevado (pared colgante), que muestra una rotación de 7° a 15° contrapendiente (al oeste) y un amplio arqueamiento sinclinal kilométrico en la cobertura pleistocena. La escarpa de falla rocosa elaborada en volcanitas de la Formación Choiyoi presenta una altura variable entre 75 m y 120 m aproximadamente. De la falla principal se desprenden ramificaciones laterales más jóvenes que afectan a los depósitos pedemontanos holocenos acumulados al pie

de la escarpa; constituyen escarpas de falla pedemontanas con ladera al este, en las que se han medido desniveles de 8 a 19 m y pendiente máxima de 10° y 14°. Están ubicadas pocos kilómetros al norte del puesto Viejo en la estancia Tierras Blancas y al sudeste de la loma Grande de Yaucha.

La porción sur de la superficie rocosa de erosión pedemontana y la cubierta pleistocena están segmentadas por numerosas fallas oblicuas de orientación noroeste que forman parte de la zona de falla Papagayos; entre ellas se destaca la falla Casa de Piedra (Figs. 34 y 35), en la que el desplazamiento oblicuo dextral permitió la rotación del bloque pedemontano.

Segmento reactivado de la falla Agua Escondida

La falla Agua Escondida, de edad neógena, delimita el frente montañoso de la Cordillera Frontal entre el arroyo del Rosario y el río Diamante. La extensión del frente es de 70 km y en él se reconocen dos tramos con distinta geometría y morfología. El tramo norte, entre los arroyos del Rosario y de los Papagayos, posee una orientación nor-nordeste y un diseño sinuoso definido por entrantes y salientes, que evidencian su importante degradación. En todo este tramo las rocas del sector montañoso están cortadas por una densa red de fracturas de rumbo noroeste, las cuales controlan en gran medida la erosión del frente y el desarrollo del fracturamiento cuaternario. El tramo sur, entre el arroyo de los Papagayos y el río Diamante, posee una orientación general norte-sur y un diseño con menor sinuosidad, controlado tanto por la actividad cuaternaria de la falla Agua Escondida, como por el rumbo paralelo a la falla de las capas de volcanitas permo-triásicas y de sedimentitas cretácicas en el frente montañoso. Al oeste del cerro Chato, en la zona de Agua Escondida, la reactivación cuaternaria de este tramo de la falla originó una pronunciada

Estructuras longitudinales del frente montañoso y del sector pedemontano proximal	
1	Falla Chalet
2	Segmento reactivado de la falla Agua Escondida
3	Fallas El Sosneado y del Mesón
Estructuras oblicuas y transversales del sector pedemontano	
4	Zona de falla Papagayos
5	Falla Cerro Negro de Yaucha
6	Zona de falla Diamante
7	Fallas oblicuas y transversales en el sector del arroyo El Carrizalito

Cuadro 3. Localización de fallas, escarpas de fallas y lineamientos cuaternarios en el sector nororiental de la Hoja Volcán Maipo. Basado en Cortés y Sruoga (1998).

flexión de arrastre (Fig. 34) en los depósitos psefíticos de la Formación Los Mesones, con inclinaciones que superan los 20° al este.

Fallas El Sosneado y del Mesón

La actividad tectónica cuaternaria en el sector externo del cinturón plegado y corrido de Malargüe, estaría evidenciada según Kozłowski (1984) en el truncamiento de basaltos cuaternarios y en la presencia de rasgos geomórficos de origen tectónico asociados a la estructura sinclinal de la cuchilla de la Tristeza. Movimientos cuaternarios a lo largo de las fallas del Mesón y El Sosneado serían los responsables del desplazamiento vertical en varios centenares de metros que tienen las acumulaciones psefíticas de la Formación Los Mesones, entre la parte cuspidal de la cuchilla de la Tristeza (Volkheimer, 1978) y el pie oriental de la misma. La tectónica activa asociada al sector externo del cinturón está documentada por el registro instrumental de sismos superficiales.

Estructuras oblicuas y transversales del sector pedemontano

Zonas de falla Papagayos y Diamante

Las zonas de falla Papagayos y Diamante son estrechas fajas de fracturamiento de rumbo noroeste, definidas por escarpas pedemontanas y rocosas subparalelas adyacentes al frente serrano (Fig. 35) y conjuntos de volcanes monogénicos y poligénicos alineados, localizados en una posición más distante del frente (Cortés y Sruoga, 1998). Estos elementos están separados por tramos cubiertos por ignimbritas de la Asociación Piroclástica Pumícea y por sedimentos más modernos que no muestran evidencias de una significativa deformación cuaternaria (Fig. 36). Las zonas de falla muestran segmentos con diferencias en el grado de actividad tectónica cuaternaria. Presentan asimismo una cinemática compleja con evidencias de componentes de desplazamiento de rumbo y componentes de inclinación con hundimiento generalizado al suroeste en distintos sectores de la faja. Se han determinado reactivaciones sucesivas con actividad tectónica durante el Pleistoceno temprano anterior a los 450 ka (equivalente a la Fase Neotectónica Póstuma de Polanski, 1963) y probable deformación holocena.

Falla Cerro Negro de Yaucha

Si bien Polanski (1963) consideró al cerro Negro de Yaucha (2.031 m) como un remanente erosivo mesetiforme de la Formación Los Mesones, vinculado a la falla Tupungato, se han hallado evidencias de su desconexión con cualquier falla longitudinal paralela al frente y su asociación a una línea de fracturamiento oblicua de rumbo noroeste. La zona elevada que constituye el cerro Negro muestra un diseño romboidal y está limitada en su borde suroccidental por un conjunto de escarpas de falla pedemontanas elaboradas en las Formaciones Los Mesones y La Invernada y en sedimentos fluviales holocenos, las cuales conforman la falla del Cerro Negro de Yaucha (Fig. 34).

La estructura del cerro Negro de Yaucha es interpretada como una dorsal de presión (*pressure ridge*) asociada a una curvatura restrictiva o convergente (*restraining bend*) bajo un régimen de cizalla simple con desplazamiento de rumbo sinistral, reactivado progresivamente en distintos eventos durante el Cuaternario.

Fallas oblicuas y transversales en el sector del arroyo El Carrizalito

Al norte del cerro Chato y junto al frente montañoso (Fig. 34) se han determinado al menos dos trazas oblicuas de rumbo noreste definidas por cambios en la coloración de los sedimentos superficiales y numerosas vertientes alineadas. Al nordeste de ese cerro, una decena de centros volcánicos presentan una notoria alineación este - oeste en al menos dos zonas de fractura. Estas últimas alineaciones son similares a las que se observan inmediatamente al oeste del volcán Payún Matru y son coherentes con una deformación local con una componente de extensión norte-sur.

3.3.4. CONSIDERACIONES CRONOLÓGICAS

El diferente grado de deformación que presentan las sucesiones cuaternarias pleistocenas y holocenas aflorantes en la Hoja permiten reconocer distintos eventos de actividad tectónica durante el Cuaternario. La zona de falla Chalet, las fallas Agua Escondida y Cerro Negro de Yaucha y los tramos proximales de las zonas de falla Papagayos y Diamante muestran que la mayor deformación se asocia a eventos tectónicos sucesivos acaecidos durante el Pleistoceno temprano a Pleistoceno medio tem-

prano, con anterioridad a la acumulación de la Asociación Piroclástica Pumícea. Asimismo, tanto la falla Cerro Negro de Yaucha como la zona de falla Challet exhiben evidencias de reactivaciones durante el Holoceno. La deformación activa más reciente a partir del registro instrumental de sismos superficiales muestra una mayor concentración en la franja del límite internacional y en el sector externo de la Cordillera Principal al sur del río Diamante.

4. GEOMORFOLOGÍA

Dos unidades morfológicas netamente discímiles caracterizan diferentes paisajes en la Hoja Volcán Maipo. Al oeste se extiende una zona montañosa que abarca un segmento de la Cordillera Principal y la sección sur de la Cordillera Frontal, en tanto que hacia el este se halla la región pedemontana.

El área es atravesada en dirección noroeste - sudeste por los ríos Diamante y Atuel. Aproximadamente paralelos entre sí, son los dos colectores de la zona y en ellos desaguan numerosos afluentes.

A continuación se describen las distintas formas que integran cada una de estas unidades morfológicas.

4.1. ZONA MONTAÑOSA

4.1.1. RELIEVE DE FAJA PLEGADA Y CORRIDA PREDOMINANTEMENTE MODELADO POR EROSIÓN GLACIAL Y FORMAS DE ACUMULACIÓN ASOCIADAS

En este sector la estructuración de la faja plegada y corrida constituye el elemento morfológico más importante determinando un paisaje tectónico.

La orogenia andina elevó la zona por encima de los 2.500 m, donde dominan condiciones climáticas que permitieron el modelado glaciario del paisaje, sobre todo durante el englazamiento pleistoceno. En esa época se formaron casquetes glaciarios de alta montaña en las mayores elevaciones. De éstos, partían glaciares de descarga que avanzaban sobre los principales valles de la región. Las geoformas producidas se encuentran en los ríos Atuel, Diamante y sus tributarios, donde se reconocen artesas, valles en U y morenas. Actualmente, con los glaciares en retroceso, las geoformas vinculadas a esta morfogénesis están siendo modificadas por procesos de remoción en masa, fluviales, criogénicos y de disolución.

4.1.2. RELIEVE SERRANO PREDOMINANTEMENTE MODELADO POR PROCESOS FLUVIALES

El sector más oriental de este paisaje tectónico constituido por la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal y por los afloramientos de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Frontal fue modelado por acción fluvial y fluvio-glacial.

Los depósitos aluviales se han acumulado constituyendo depósitos sinorogénicos en la zona pedemontana y la acción fluvial generó niveles de erosión en las cabeceras de los valles y quebradas.

La red de drenaje se organiza a partir de dos colectores principales, los ríos Atuel y Diamante, los cuales reciben las aguas de alta montaña.

Dentro del ambiente de Cordillera Frontal, formado por granitoides, volcanitas y sedimentitas paleozoicas, el relieve pierde progresivamente altura hacia el este y sur y es muy variado debido a los diferentes procesos geomórficos que lo modelan. Presenta una red de drenaje de textura gruesa. Este paisaje tiene un estado de juventud avanzada demorado en su desarrollo por las condiciones climáticas durante el Pleistoceno superior y las de englazamiento actual (González Díaz y Fauqué, 1993).

En el ambiente de Cordillera Principal, González Díaz y Fauqué (1993) reconocieron en el paisaje un relieve maduro labrado por un ciclo fluvial, un importante control estructural sobre la red de drenaje, valles de rumbo, anaclinales y cataclinales y distinguen también mesas, cuevas, crestas y espinazcos.

4.1.3. APARATOS VOLCÁNICOS MODIFICADOS POR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y ACCIÓN GLACIAL

En la Cordillera Principal las volcanitas forman extensas planicies lávicas que sepultaron en gran parte el paisaje mesozoico previo. Es de destacar la presencia de cinco centros efusivos, importantes por su extensión areal y altura, ellos son el Risco Plateado, Sosneado, Overo, Guanaquero y Maipo. Están formados en general por potentes mantos de andesitas y basaltos que, dependiendo de la edad del ciclo efusivo, exhiben mayor o menor degradación. Volkheimer (1978) consideró que las formas de relieve son juveniles y que la red de drenaje no está bien integrada.

Este ambiente se encuentra muy afectado por procesos de remoción en masa, que generaron pre-

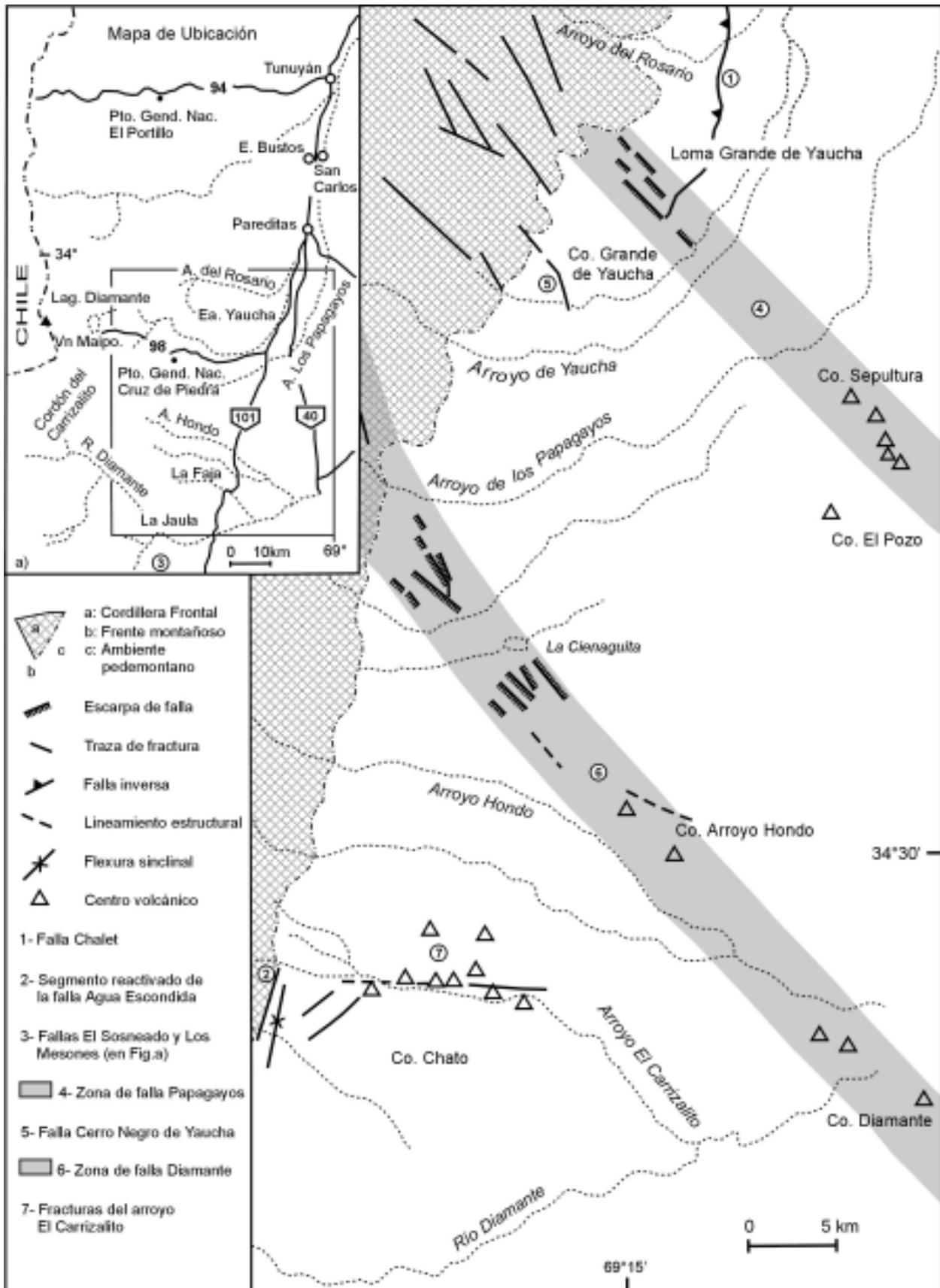


Figura 34. Bosquejo geológico del sector de la loma Grande de Yaucha en el que se aprecia la traza de las fallas Chalet y Casa de Piedra.

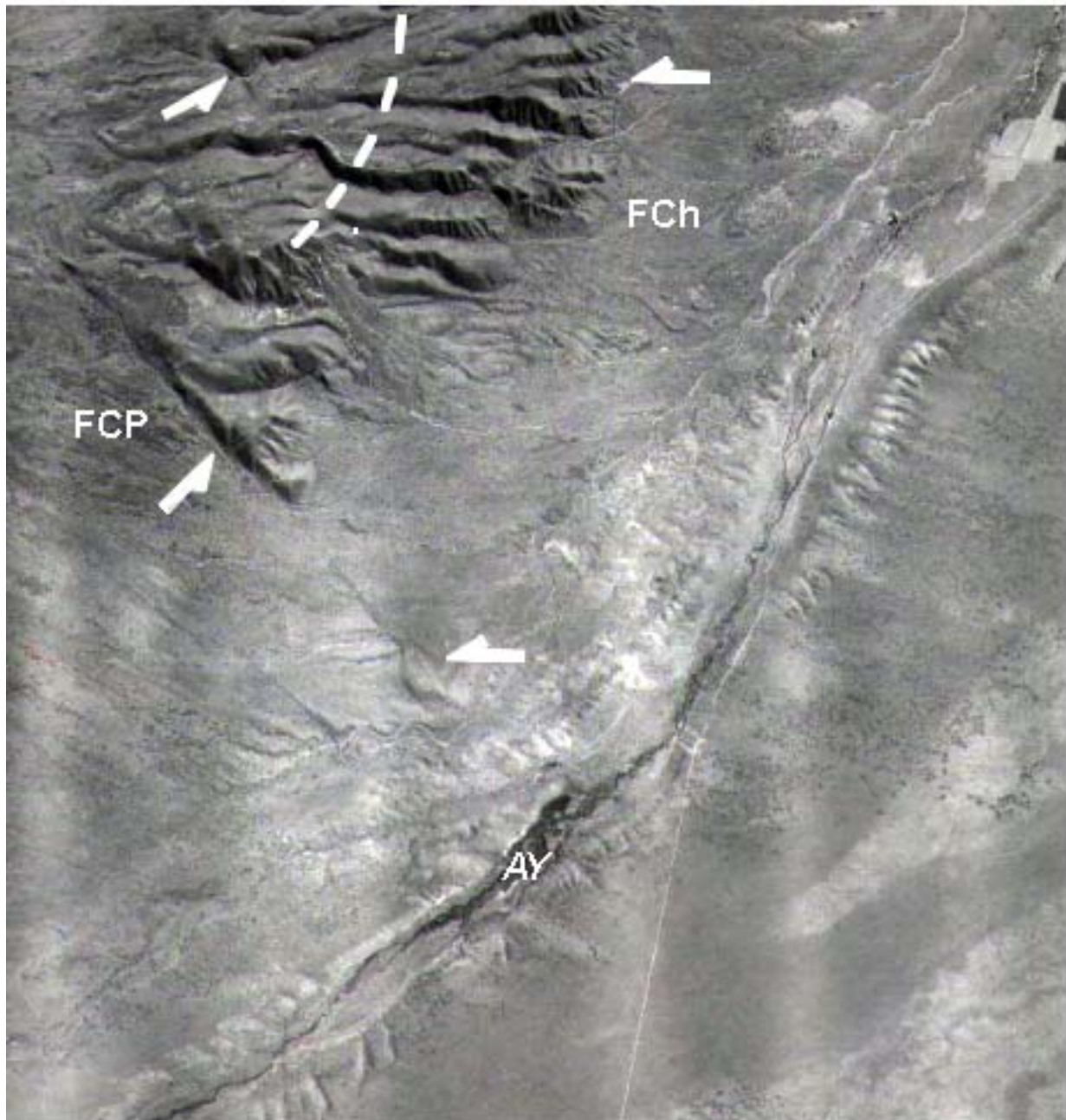


Figura 35. Foto aérea del sector sur de la loma Grande de Yaucha en el que se indica: FCh: zona de falla Chalet, FCP: falla Casa de Piedra, AY: arroyo de Yaucha. En línea de guiones: traza de plano axial de sinclinal desarrollado en depósitos de la Formación Los Mesones. Las flechas muestran la localización de escarpas de falla, las cuales forman parte de la zona de falla Papagayos.

dominantemente glaciares de roca y deslizamientos, como los que se observan en los volcanes Maipo y Sosneado.

En los aparatos volcánicos, la actividad glaciar modificó el paisaje. Sruoga *et al.* (1998b) describieron en el volcán Maipo formas erosivas mayores, entre las cuales dominan circos glaciares y otras formas menores como pulimento, surcos y estrías, sobre las coladas en el piso de la caldera. También propusieron que el origen de la laguna del Diamante estaría relacionado con el retiro del hielo.

Otras geoformas que se incluyen en este ítem son los *necks* y farallones, que como resultado de la erosión diferencial (González Díaz y Fauqué, 1993) se forman cuando plutonitas terciarias intruyen a las sedimentitas mesozoicas.

4.1.4. REMOCIÓN EN MASA

Este proceso es muy importante en la región y se halla favorecido por la intensa congelación en la zona montañosa, la escasa cubierta

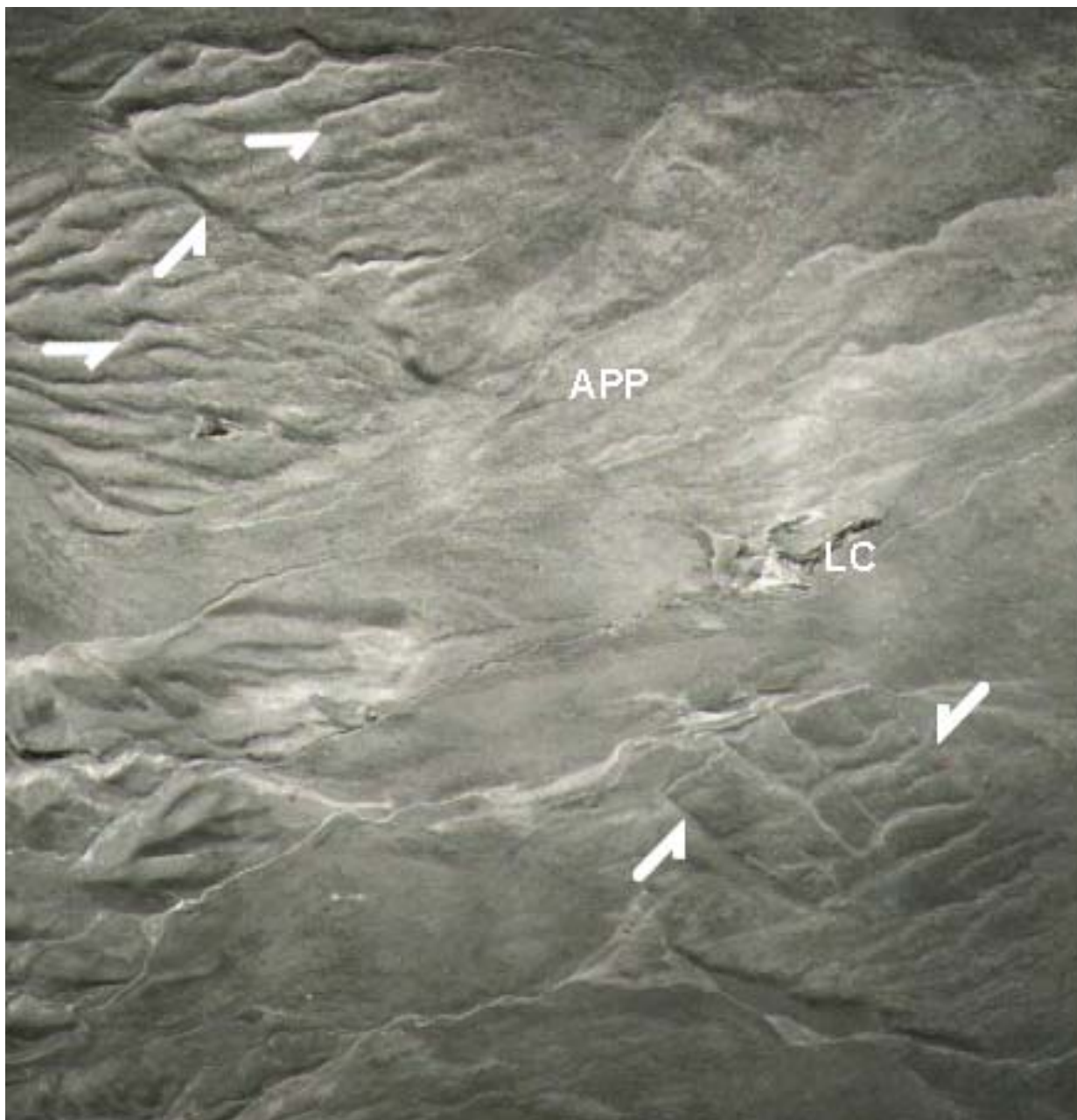


Figura 36. Foto aérea del sector de La Cienaguita (LC) en el que se indica con flechas la localización de escarpas de falla pedemontanas impresas en depósitos psefíticos de la Formación Los Mesones, las cuales forman parte de la zona de falla Diamante. AAP: segmento cubierto por depósitos de la Asociación Piroclástica Pumícea, del Pleistoceno medio, en el cual no se observan escarpas de falla cuaternarias.

vegetal y el régimen de precipitaciones. Los flujos lentos como reptaje, geliflucción y soliflucción son los más típicos y se los encuentra presentes en casi todas las laderas, formando mantos detríticos, taludes y mantos o lóbulos de soliflucción.

A mayores alturas predominan las pendientes verticales a subverticales debido al modelado glaciar, a las cuales se asocian procesos de caída de rocas. A menores alturas se hacen más frecuentes las cubiertas de detritos, en su mayoría genera-

das por congelifracción y movilizadas por reptaje. Buenos ejemplos de reptaje se encuentran en la ladera oeste del cerro Plomo y en la margen sur del río Bravo, aunque estos últimos no son mapeables.

Merecen mención los glaciares de roca ubicados en las laderas del cerro Sosneado y en la pared norte de la caldera Diamante, como así también los de la margen este del arroyo Malo.

Se han reconocido fenómenos de remoción en masa que han producido la obstrucción de cursos fluviales, tal como el deslizamiento que se puede

observar en las cabeceras del río Atuel, que ha formado, por endicamiento, la laguna homónima.

4.1.5. PAISAJE KÁRSTICO

Se encuentra asociado a los depósitos evaporíticos de la cuenca mesozoica. Se manifiesta en forma de dolinas de hasta 6 m de diámetro, como las que se encuentran en las márgenes del río Diamante en el paraje denominado Aguas Amarillas. En general es difícil estimar la profundidad de las mismas debido a que se encuentran inundadas. Geoformas semejantes se distinguen en el cajón del Burro.

4.1.6. PLANICIES ESTRUCTURALES LÁVICAS

Se originaron a partir de derrames basálticos, destacándose las playas del Jote y los mesones Morado y de Afuera. Algunas de ellas son coladas modernas encauzadas en amplios valles actuales, mostrando por lo tanto geometrías alargadas. Los deslizamientos en los bordes de las mesetas son mayoritariamente de tipo rotacional, ofreciendo un aspecto escalonado.

4.1.7. GLACIARES ACTUALES

En el cordón limítrofe los glaciares de valle son escasos y las lenguas glaciarias que provienen de los campos de nieve ocupan las quebradas tributarias y en algunos pocos casos llegan hasta la desembocadura en los valles mayores (Groeber, 1947). Las cabeceras de los ríos Atuel y Diamante, el sector de las altas cumbres, y las calderas del cerro Overo, por encontrarse a alturas superiores a los 5.500 – 6.000 m, tienen hielo y nieve permanente (González Díaz y Fauqué, 1993).

4.2. ZONA PEDEMONTANA

4.2.1. PLANICIES ALUVIALES PEDEMONTANAS

Ocupan el sector este de la Hoja y se extienden integrando amplias bajadas. Están poco disectadas por la erosión y presentan una suave pendiente hacia el Este (Polanski, 1964b). Volkheimer (1978) diferenció tres niveles como resultado de la agradación pedemontana, representados por las Formaciones Los Mesones, La Invernada y Las Tunas.

Se incluyen también en este ambiente, lo que Polanski (1963) denominó planicie piroclástica pumícea y los pedimentos antiguos del pie de sierra, estos últimos ubicados al norte del arroyo Papagayos.

4.2.2. HUAYQUERÍAS

Se encuentran labradas sobre los sedimentos terciarios de las Formaciones Tristeza y Agua de la Piedra. Se distinguen por poseer un paisaje muy áspero debido a la alta densidad de drenaje y estrechos interfluvios, a pesar que el relieve relativo de la zona es escaso. La red de drenaje dendrítica está compuesta por quebradas estrechas de poca profundidad. A causa de la erosión, es común observar fenómenos de remoción en masa en las cabeceras de la red fluvial. Volkheimer (1978) señaló la presencia de este relieve en el valle del río Diamante y sobre el flanco oriental de la cuchilla de la Tristeza.

4.2.3. PAISAJE VOLCÁNICO

Edificios volcánicos solitarios o formando grupos, interrumpen la monotonía de la extensa zona pedemontana, entre ellos se destacan los cerro Diamante, Morado, Chato y Negro.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

En función del marco geodinámico imperante, la descripción de la historia evolutiva de la comarca puede ser sistematizada en tres grandes etapas, correspondientes a las eras paleozoica, mesozoica y cenozoica.

a) Paleozoico

Presumiblemente en el Ordovícico-Silúrico tuvo lugar la depositación en ambiente marino de sedimentos esencialmente turbidíticos conocidos como formaciones Las Lagunitas y La Horqueta. La deformación y el metamorfismo de bajo grado que afectaron a esta secuencia eopaleozoica serían atribuibles a la orogenia Chánica.

Durante el Carbonífero no se registró sedimentación en el ámbito de la Cordillera Frontal. En cambio, tuvo lugar la intrusión de cuerpos tonalíticos, los cuales conjuntamente con otros intrusivos análogos en el norte de Cordillera Frontal estarían representando las raíces de un arco volcánico aún poco estudiado. La inyección de cuarzo hidrotermal de carác-

ter penetrativo y exclusivo para las sedimentitas eopaleozoicas estaría relacionada con la intrusión de estos cuerpos.

En un ambiente geomorfológico cercano a la peneplanización aconteció uno de los eventos magnéticos de mayor trascendencia del Paleozoico superior, el emplazamiento de una asociación volcánico - plutónica de gran distribución areal y amplio rango temporal. Este complejo predominantemente volcánico, con facies hipabisales asociadas y cuerpos plutónicos subordinados presenta composición andesítica en sus tramos inferiores y se torna netamente riolítica hacia la parte superior. Este cambio en la composición química del magma está reflejando un cambio tectónico durante su emplazamiento. Al comienzo, en el Pérmico, su filiación calcoalcalina indica asociación a un régimen de subducción de margen convergente, mientras que hacia el Pérmico superior - Triásico su impronta geoquímica indica un cese gradual de la subducción y la instalación de un régimen de extensión regional. El colapso extensional que sucedió a la orogénesis paleozoica (Uliana *et al.*, 1989) se halla sustentado por evidencias paleomagnéticas (Rapalini, 1989), que señalan una desaceleración de la velocidad de convergencia durante el lapso Pérmico superior - Triásico medio. En el norte de la provincia de Mendoza, el derrame de basaltos tholeíticos en la cuenca de Cuyo marca el acmé de la extensión en el Triásico medio (Ramos, 1993).

b) Mesozoico

La era mesozoica se caracterizó por el relleno sedimentario de una cuenca de retroarco asociada a un arco volcánico occidental de tipo insular. En tiempos jurásicos el arco volcánico estaba desdoblado en un arco interno y otro externo, con una cuenca de intra-arco entre ambos (Sanguinetti y Ramos, 1993). A lo largo de la mayor parte del Mesozoico, la cuenca estuvo sometida a las oscilaciones eustáticas globales, cuyo carácter cíclico es el principal responsable de la sucesión alternada de eventos transgresivos y regresivos.

En el Triásico superior, el registro de depósitos marinos en la cuenca del río Atuel, único en toda la Cuenca Neuquina, marca el inicio de la sedimentación en una cuenca de tipo *rift*. Los sedimentos conglomerádicos de la Formación El Freno representan los típicos depósitos asociados a la etapa de *sinrift* del Jurásico temprano. Se estima que para la época del inicio de la sedimentación mesozoica existían numerosos depocentros desconectados vincu-

lados a un sistema de *rift* desarrollado en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina (Gulisano, 1981; Legarreta *et al.*, 1993). Posteriormente, a partir del Sinemuriano, la subsidencia en la cuenca estuvo controlada por un efecto térmico, dando lugar a la etapa de *sag*. Para el intervalo Sinemuriano - Bajociano, representado por los depósitos de las formaciones Puesto Araya y El Codo, Legarreta *et al.* (1993) destacaron la existencia de una única cubeta de sedimentación dominada por una polaridad sedimentaria orientada de este a oeste, en comparación con la configuración de depocentros aislados que imperó durante el Jurásico temprano. Este período está caracterizado además por un ascenso eustático global (Uliana y Biddle, 1988), lo cual determinó un neto carácter transgresivo de las secuencias sedimentarias. El acmé de la inundación habría ocurrido presumiblemente en el Aaleniano - Bajociano (Yrigoyen, 1979).

Hacia fines del Dogger, más precisamente hacia el Calloviano temprano, tuvo lugar un descenso brusco del nivel de base con condiciones de desecamiento, que provocaron la depositación de evaporitas representadas por la Formación Tábanos (Legarreta *et al.*, 1993). Durante el Neocaloviano - Oxfordiano se produjo un nuevo ascenso eustático global, hecho que resulta en la depositación de las areniscas litorales de la Formación Lotena y de las calizas fétidas de la Formación La Manga. A este episodio de inundación le sucedió otro de circulación restringida hasta total desecamiento de la cuenca, con precipitación del yeso de la Formación Auquilco. El denominado Yeso Principal constituye un nivel guía de gran importancia estratigráfica y nivel de despegue estructural.

El Kimmeridgiano está caracterizado por la sedimentación clástica de las capas de la Formación Tordillo. Esta unidad, de neto ambiente continental en la porción correspondiente al Miembro Morado, engrana lateralmente con las rocas volcánicas andesíticas de la Formación Río Damas. Con un espesor que alcanza los 5.500 m en territorio chileno (Yrigoyen, 1979) y una típica impronta calcoalcalina, esta unidad evidencia la actividad de un importante arco volcánico al oeste de la cuenca. La presencia de coladas de basalto olivínico entre los depósitos de origen fluvial de la Formación Tordillo en la zona de margen de cuenca, estaría indicando la existencia de un ambiente volcánico de retroarco vinculado al arco principal. En la zona cordillerana del norte de Mendoza se describen intercalaciones basálticas equivalentes (Sanguinetti, 1989).

Un nuevo ascenso eustático global durante el Tithoniano determinó el restablecimiento de las condiciones marinas de sedimentación, representadas por la Formación Vaca Muerta. Entre el Tithoniano y el Berriasiano tuvo lugar la mayor expansión de la cuenca hacia el antepaís (Legarreta *et al.*, 1993). En la margen sur del río Diamante, depósitos clásticos de edad berriasiana se apoyan directamente sobre el sustrato. El Valanginiano, un período de nivel de base relativamente bajo, se halla representado en esta parte de la cuenca por las calizas esqueléticas de la Formación Chachao, mientras que en otros sectores se registró depositación clástica y volcanoclástica. En el lapso Hauteriviano - Barremiano se registran entre 9 y 14 secuencias depositacionales correspondientes a fluctuaciones menores del nivel del mar (Legarreta *et al.*, 1993). Con respecto al período anterior, los mares hauterivianos muestran un aumento en la magnitud del *onlap* costero, quedando bien documentado en la región de la margen sur del río Diamante, donde las calizas fosilíferas de la Formación Agrio se disponen por encima de las capas berriasianas (Legarreta y Kozłowski, 1984).

En el Aptiano - Albiano se produjo el último descenso eustático que determinó el retiro definitivo de los mares pacíficos. El fenómeno de retroceso y desecamiento de la cuenca está representado por los depósitos evaporíticos de la Formación Huitrín. La presencia de niveles calcáreos en las formaciones Huitrín y Rayoso indican que el proceso fue gradual, dando lugar a sedimentación de ambiente netamente continental en el intervalo Cenomaniano - Santoniano (Grupo Neuquén). En otros sectores de la Cuenca Neuquina, los grupos Rayoso y Neuquén se encuentran separados por una discordancia correspondiente a los movimientos Intersenonianos (Yrigoyen, 1979).

El registro sedimentario atribuible al lapso Campaniano-Eoceno (Grupo Malargüe) refleja condiciones de depositación en ambiente continental con importante participación piroclástica (Formación Loncoche), marino con abundante fauna de filiación atlántica (formaciones Roca y Saldeño) y nuevamente continental piro-epiclástica (Formación Pircala - Coihueco). La vasta transgresión atlántica en el Maastrichtiano y el aporte de abundante material piroclástico implica un importante cambio paleogeográfico con respecto al Jurásico-Cretácico inferior. La interrupción de la conexión pacífica, la inversión en el área de aporte y el reemplazo de un

arco de tipo insular por un arco emplazado en corteza continental estarían vinculados al desarrollo de un cinturón orogénico incipiente (Legarreta *et al.*, 1993).

c) Cenozoico

La era cenozoica para estas latitudes está enmarcada por el desarrollo del Ciclo Ándico, que abarca las sucesivas fases de deformación orogénica, los depósitos sinorogénicos alojados en las cuencas de antepaís y un volcanismo acompañante de arco y retroarco.

La escasez de información radimétrica de los diferentes eventos magmáticos reconocidos y de estudios detallados de las diversas fases de deformación acaecidas desde el Terciario hasta la actualidad impide establecer una ajustada evolución tectomagmática de la comarca. En consecuencia, y teniendo en cuenta el eventual diacronismo existente entre las fases de deformación y el volcanismo a lo largo de todo el segmento cordillerano, se propone un esquema evolutivo de carácter provisorio en la aplicación de las Fases o Movimientos que integran el Ciclo Ándico en el sentido de Yrigoyen (1979).

Durante el Paleógeno aparentemente prevalecieron condiciones de estabilidad tectónica similares a las que se registran más al sur (Nullo *et al.*, 1998). En el lapso Paleoceno - Eoceno continuó la sedimentación correspondiente al Grupo Malargüe, mientras que el Oligoceno representa un período de no depositación y de reducida actividad magmática correspondiente a la Formación Molle.

A partir del Mioceno el marco geodinámico regional determinó condiciones de subducción de tipo andino, con la instalación de un arco volcánico que experimentó migración y expansión, no así cese de actividad, en los últimos 20 millones de años. Concomitantemente, los esfuerzos compresivos provocaron la estructuración de la Cordillera Principal en una faja plegada y corrida y en el bloque de la Cordillera Frontal. Las cuencas de antepaís vinculadas a las sucesivas fases de deformación fueron rellenadas por depósitos sinorogénicos que acompañaron la migración del frente orogénico hacia el antepaís.

Tentativamente asignados al Oligoceno superior-Mioceno inferior, los intrusivos subvolcánicos de la Formación Palaoco estarían representando la actividad de un arco expandido hacia el este, en comparación con el arco mesozoico. De acuer-

do con los datos radimétricos aportados por Nullo *et al.* (1997), la actividad del arco mioceno se halla acotada entre los 17 y los 5 Ma. Durante este lapso de tiempo tuvo lugar la máxima expansión del arco andino, representado por los estratovolcanes y los intrusivos andesíticos de la Formación Huincán. Los Rodados Lustrosos de la Formación Agua de la Piedra, separada del sustrato por una fuerte discordancia angular, representa los depósitos sinorogénicos más antiguos del Cenozoico. Según Kozlowski (1984), esta discordancia estaría asociada con la acción de la Fase Incaica, en la base del Oligoceno. Sin embargo, Combina *et al.* (1997) y Combina y Nullo (1999) reasignaron esta unidad al Mioceno medio y correlacionaron la discordancia basal con la Fase Pehuenche. Según este modelo, la depositación de la Formación Agua de la Piedra habría ocurrido en el lapso entre los 12 y los 8 Ma, sobre el paleorelieve generado por la acción de la Fase Pehuenche y contemporáneamente con el volcanismo huincanlitense. Aparentemente existe un hiatus entre el Oligoceno y el Mioceno medio. Esta discontinuidad fue interpretada por Combina *et al.* (1997) como producto de la acción tectónica y magmática de la Fase Pehuenche. Posteriormente, tuvo lugar una nueva fase compresiva, correlacionable con la Fase Quechua según Combina y Nullo (1999) o con la Fase Pehuenche según Kozlowski (1984), la cual se pone de manifiesto en la discordancia que infrayace a la Formación Loma Fiera. Esta unidad, de composición netamente piroclástica, testimonia la actividad ininterrumpida de un arco situado al oeste y la depositación de sus productos en una cuenca de antepaís generada a expensas de un nuevo pulso de levantamiento y avance orogénicos. De modo análogo, la depositación de la Formación Tristeza representa la respuesta sedimentaria sinorogénica a una nueva fase diastrófica, interpretada como la Fase Quechua por Kozlowski (1984). Este autor destacó que al finalizar la acción de esta fase la configuración de la cuchilla de la Tristeza habría sido similar a la que presenta en la actualidad y que las fallas del Mesón y El Sosneado habrían alcanzado su rechazo actual. Hacia fines del Plioceno, la Fase Diaguita culmina el ciclo de orogénesis terciaria.

Durante el Cuaternario se sucedieron episodios de sedimentación pedemontana (formaciones Los Mesones, La Invernada y Las Tunas) vinculados a discretos ascensos del frente montañoso producto de la actividad neotectónica en la comarca. Otra ma-

nifestación de la misma consistió en la reactivación, durante el Pleistoceno y Holoceno, de antiguas zonas de fractura de orientación oblicua al frente montañoso, íntimamente asociadas al derrame de basaltos en el ámbito del retroarco andino (Cortés y Sruoga, 1998).

La actividad volcánica registrada durante el Cuaternario en el ámbito cordillerano y pedemontano, evidencia un sistema de par arco-retroarco. A causa de la falta de dataciones radimétricas y de análisis químicos, es difícil precisar en qué momento comenzó a funcionar ese sistema como tal. De acuerdo con Bermúdez *et al.* (1993), entre el Plioceno y el Holoceno se produjeron zonas distensivas locales con emplazamiento de magma basáltico alcalino, las cuales han alternado con la actividad de los volcanes andesíticos desarrollados bajo esfuerzos compresivos. Es notable la presencia de centros poligenéticos de composición andesítica, tales como el cerro Diamante y la sierra del Nevado en Mendoza y los volcanes Domuyo y Tromen en Neuquén, dentro de un campo volcánico dominado por centros monogenéticos basálticos. Este escenario fue interpretado por Bermúdez y Delpino (1989) como un ambiente de arco en su máxima expansión, con volcanismo alcalino de intra-arco estrictamente en lugar de retroarco. Este volcanismo, ampliamente extendido en el sur de Mendoza y norte de Neuquén, está vinculado a la subducción de corteza oceánica cuya edad es mayor a 25 Ma (Muñoz Bravo *et al.*, 1989) y a un sistema de fracturación profunda que favoreció el rápido ascenso de magmas muy primitivos, en equilibrio con un manto peridotítico (Bermúdez y Delpino, 1989; Bermúdez *et al.*, 1993).

Dentro de la Hoja, el representante más importante del volcanismo activo es el volcán Maipo, emplazado en la caldera Diamante. Este centro, catalogado como potencialmente activo (Sruoga *et al.*, 1998b) forma parte del arco volcánico actual en lo que se conoce como segmento norte de la Zona Volcánica Sur, la cual se extiende entre los 33° y 46° de latitud sur. Hacia el sur, el arco actual continúa en el volcán Tinguiririca, situado en territorio chileno a los 34° 49' de latitud sur.

El escenario cuaternario se completa con los episodios de avance glacial acaecidos en el Pleistoceno - Holoceno. Si bien no hay estudios detallados de estratigrafía glacial para la zona abarcada por la Hoja, la información disponible para la cuenca del río Mendoza (Espizúa, 1993), en el norte de la provincia, indica que la glaciación fue de tipo alpino y se produ-

ieron sucesivos estadios glaciales durante el Cuaternario. Esta autora reconoció seis glaciaciones que ocurrieron durante el Pleistoceno (cinco) y Holoceno (una). La más extensa y antigua fue datada en 360.000 años y la más nueva ocurrió en el lapso 5.000 a 2.500 años A.P. Estudios palinológicos (Markgraf, 1983, 1986, en Espizúa, 1993) permitieron realizar interpretaciones paleoclimáticas que indican un cambio importante a los 12.000 años A.P., lo cual significa el dominio de condiciones postglaciales a partir de esa fecha. De acuerdo a la cronología glacial holocena realizada por Stingl y Garleff (1985) para la cuenca del río Atuel, se reconoce un período de significativo avance glacial entre los 6.000 y los 4.500 años A.P., seguido de un rápido retroceso a los 3.000 años A.P., durante el cual los glaciares alcanzaron posiciones cercanas a las actuales. En el sector abarcado por la Hoja, las evidencias del paso del hielo, tales como depósitos morénicos y fluvio-glaciales, circos, valles en U y rasgos menores tales como estriación y pulimento en todo el ámbito cordillerano, prestan testimonio de la importante y recurrente acción glacial durante el Cuaternario.

Por último, los depósitos de origen aluvial, coluvial y de remoción en masa testimonian la acción de los agentes modeladores del paisaje en épocas recientes y actuales, los que sumados al volcanismo y neotectónica determinan una dinámica de cambio permanente y constante evolución.

6. RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la Hoja, los hidrocarburos líquidos y gaseosos constituyen los recursos minerales más importantes desde el punto de vista económico. Ellos fueron explorados y desarrollados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales y, posteriormente, explotados por compañías privadas como consecuencia de la desregulación petrolera.

Con respecto a los depósitos metalíferos, fueron relevantes las mineralizaciones de cobre de la comarca de Las Choicas, las que recientemente han sido objeto de nuevos estudios por parte de empresas privadas, y la de hierro de Hierro Indio.

Entre los minerales industriales son de particular interés económico los depósitos de granulado volcánico, tobas y piedra pómez del área de los arroyos Yaucha y Papagayos. Algunas yacencias de carbones y asfaltitas fueron explotadas para combustible y, aunque a la fecha abandonadas, representan un recurso potencial para la comarca, al igual que la baritina.

DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Cobre

La mineralización cuprífera de la comarca se vincula con el magmatismo del Jurásico superior y del Paleógeno, distribuyéndose en yacencias y manifestaciones que se sitúan próximas al límite internacional con Chile y se concentran, en su mayoría, en el sector sudoccidental de la Hoja.

Se reconocen depósitos hidrotermales volcanogénicos, filonianos, mixtos (metasomático-filoniano), manifestaciones estratoligadas en sedimentitas y de diseminado.

Los yacimientos volcanogénicos, que se hallan en la comarca de Las Choicas, son El Burrero, Amelia, Marcial, Clotilde, Juanita y Borsuno. Entre ellos se destaca la mina El Burrero, ubicada al este del cerro Leñas Choicas. Desde el complejo turístico de Las Leñas, al sur de la Hoja, se accede recorriendo 8 km por camino de tierra, que conduce a Valle Hermoso, hasta el abra de los Entumidos y desde allí se continúa 30 km al norte por huella para vehículos doble tracción.

De acuerdo con Angelelli (1946) y Zanettini (1984), en el sitio afloran areniscas de grano mediano a fino, de colores rojo y violado, con intercalaciones de pelitas rojas y lavas andesíticas y basálticas de tonos oscuros. El conjunto corresponde a la Formación Río Damas, de edad kimmeridgiana superior.

La mineralización cuprífera está contenida en fisuras, a manera de *stockwork*, en la parte superior e inferior de un manto de lava andesítica labradorítica, confinado entre areniscas rojas. La andesita es de color gris rojizo y presenta alteración hidrotermal propilítica, arcillosa y sericitica, con prehnita, calcita y delessita relleno alvéolos y grietas. Las sedimentitas no muestran signos de alteración ni de metamorfismo. El mineral ocurre en alvéolos y como venas y venillas de 1 a 3 cm de espesor, en algunos casos hasta 15 cm; ocupan fracturas en la parte superior del cuerpo lávico, próxima al contacto volcanita-sedimentos, y está ausente en estos últimos. La mineralización hipogénica está constituida por calcosina gris y, subordinada, calcopirita, acompañadas por ganga de prehnita y calcita de deposición posterior a los metalíferos. Los minerales secundarios son calcosina azul, cuprita, malaquita, azurita y limonitas; la calcosina azul es la más abundante y rellena fracturas e intersticios de la roca, además de

reemplazar a calcosina primaria y a calcopirita y contener inclusiones de cuprita (Santamaría, 1984). Mena (1912) y Angelelli (1946) ligaron esta mineralización a la intrusión de cuerpos dioríticos cercanos (mina Las Choicas), a pesar de que las sedimentitas por arriba y por debajo del manto volcánico no contienen mineralización ni están alteradas. Zanettini (1984) interpretó un depósito singenético con la lava andesítica hospedante, donde mineralización y alteración provienen de fluidos hidrotermales derivados del mismo proceso volcánico.

Los valores químicos en muestras con calcosina supergénica son de 15,5% Cu, 0,08 g/t Au y 9,5 g/t Ag. Como ley media, Angelelli (1946) estimó 1,5% Cu. Las labores alcanzan hasta 25 m de profundidad. Los ocho caserones practicados, de disposición irregular, estuvieron dirigidos a explotar los sectores más ricos; tienen hasta 9 m de longitud, 4 a 6 m de ancho y 4 m de alto, comunicándose entre sí por galerías y chiflones. Una galería de 120 m de longitud se abrió en la parte inferior del depósito.

Los yacimientos filonianos no han tenido mayor desarrollo dadas sus escasas reservas. Corresponden a los depósitos del Grupo Violeta y a los de las minas Las Choiquitas, Clota, Hilda, Águila, El Coloso, España y Chile.

En el noroeste de la Hoja, en la comarca del río Barroso, se sitúa el grupo minero Violeta (Santa Filomena, Lagarto y Borrachera), compuesto por vetas de rumbo 85° e inclinación sudeste, de 0,07 a 1,35 m de espesor, alojadas en calizas de la Formación Vaca Muerta (Jurásico superior-Cretácico inferior). La mineralización consiste en calcopirita, bornita, calcosina y malaquita en ganga de cuarzo, probablemente relacionada a intrusiones andesíticas próximas (Angelelli, 1950), de edad neógena.

En el sudoeste de la Hoja se hallan los demás depósitos filonianos, de escasas dimensiones, que rodean por el norte, el oeste y el sur al *stock* de Las Choicas. Son yacencias consistentes en vetillas y vetas lenticulares, de 5 a 50 cm de potencia, alojadas en diaclasas e intercaladas en calcáneos de la Formación Puesto Araya (Jurásico inferior); la mineralización está compuesta por calcopirita, pirita, calcosina, cuprita, cobre nativo, malaquita, azurita y limonita, con ganga de baritina, siderita, calcita y cuarzo. Solamente labores de exploración subterráneas y a cielo abierto fueron hechas en ellas. Angelelli (1950) y Zanettini y Carotti (1993) vincularon a estos depósitos con la intrusión diorítica del cerro Las Choicas, sugiriendo los últimos que corresponden a una zonación térmica meso a epitermal

con centro en la mina Las Choicas. La yacencia metasomática-filoniana Las Choicas se sitúa en el paraje del mismo nombre en el sudoeste de la Hoja. Se ubica en el faldeo norte del cerro Las Choicas. Desde el complejo turístico de Las Leñas, al sur de la Hoja, se accede recorriendo 8 km por camino de tierra, que conduce a Valle Hermoso, hasta el abra de los Entumidos y desde allí se continúa 36 km al norte por huella para vehículos doble tracción.

De acuerdo con Angelelli (1946) y Zanettini (1984) en el sitio aflora un conjunto sedimentario del Jurásico integrado por areniscas, limolitas y calcáneos de las formaciones Puesto Araya y La Manga y yeso de la Formación Auquilco y areniscas, lavas y brechas volcánicas de la Formación Río Damas, intruidos por un *stock*, diques y filones capa de diorita piroxénica de edad oligocena superior atribuidos a la Formación Molle; ésta ha ocasionado alteraciones hidrotermales propilítica y silíceas en sí misma y silicificación masiva con venulación de calcita y de cuarzo con sulfuros en la roca encajante.

El yacimiento está constituido por tres cuerpos mineralizados internos, mesotermales, localizados dos de ellos en el contacto diorita-calcáneos y el restante dentro de estos. Sus dimensiones son variables, teniendo el mayor 50 m de longitud, 20 m de espesor y de 8 a 15 m de alto. La mineralización se compone de bornita, calcopirita y pirita en venillas con ganga de calcita y escaso cuarzo; los minerales de cobre aparecen además en granos dispersos. De manera muy subordinada se encuentra calcosina asociada a bornita. El cuerpo contenido en los calcáneos está formado por vetillas de posición horizontal, de 0,30 a 0,40 m de espesor, integradas por calcita-pirita-calcopirita y otras de cuarzo-pirita. Los cuerpos externos, epitermales, se ubican en la parte superior del depósito. Consisten en vetillas y vetas de 0,05 a 0,50 m de potencia, alojadas en fisuras del intrusivo y de los calcáneos, y cuerpos irregulares. Están compuestos por calcopirita y pirita en ganga de baritina, siderita, calcita y cuarzo, teniendo como secundarios calcosina, malaquita, azurita, cuprita, cobre nativo y limonita; la zona de oxidación que alcanza unos 20 m de potencia.

Zanettini (1984) consideró a la diorita como fuente de la alteración-mineralización hidrotermal, admitiendo reemplazo metasomático en los calcáneos. Zanettini y Carotti (1993) expresaron que la distribución de sulfuros y ganga sugieren una zonación térmica de la mineralización. De acuerdo con Abra S.A. (1997), las leyes son de 3 a 4% Cu (12 a 15% en los clavos prin-

cipales) y 30 g/t Ag. La misma empresa ha demostrado reservas de 389.700 t, con leyes medias de 4,25% Cu y 30 g/t de plata. En los desmontes se encuentran tenores variables entre 12 y 17% de cobre. El yacimiento se explotó de manera irregular hasta 1941. Entre 1994 y 1996 fue objeto de nuevos estudios geológicos y geofísicos, con realización de perforaciones por parte de empresas privadas. La explotación subterránea se realizó a través de tres niveles que totalizan 530 m, comunicados entre ellos por chiflones; en la parte superior del depósito se hicieron labores a cielo abierto y algunas galerías.

Manifestaciones estratoligadas epitermales en sedimentitas son Don Vicente y Cerro Gateado, situadas al oeste del alto curso del río Atuel. Don Vicente es la que reviste cierto interés; desde El Sosneado, al sur de la Hoja, se arriba a ella recorriendo 76 km por la ruta provincial 220, de tierra, que lleva hasta la antigua planta de refinación de la mina Volcán Overo, desde la cual se debe continuar en animales de silla 3,5 km hacia el noroeste. Según Zanettini (1984), en el sitio afloran areniscas grises y pardas con intercalaciones lentiformes de calcáreos impuros y brechas calcáreas grises de la Formación Puesto Araya (Jurásico inferior); la cubierta de derrubios no permite buenas observaciones, pero la fracturación de las rocas sugiere una zona de falla. Areniscas y calcáreos presentan alteración hidrotermal, consistente en silicificación y venulación de cuarzo, cuarzo-carbonato y cuarzo-clorita, ocurriendo además venillas de calcita con sulfuros, sericitización y argilización. La mineralización hipogénica está contenida en una lente de caliza y brecha calcárea, de 15 m de longitud en sentido norte-sur y 2 m de potencia máxima. La mineralización rellena fisuras, rodea clastos de la brecha, parcialmente sigue planos de estratificación y está escasamente diseminada. Consiste en calcopirita, bornita, tetraedrita, pirita y escasa chispas de oro diseminado. Este último y la pirita se hallan además, aunque escasos, en las areniscas. Como alteración de calcopirita y bornita se encuentra calcosina y covelina; malaquita y azurita forman pátinas superficiales y tapizan fracturas y oquedades de las rocas. Se interpreta que esencialmente la mineralización de los calcáreos se produjo a partir de fluidos hidrotermales circulantes por la zona de falla.

Los valores químicos en muestras con mineral hipogénico indican 0,53 a 0,77% Cu, leyes que con mineral secundario alcanzan a 3,40% Cu; el tenor de oro varía de 0,02 a 0,07 g/tonelada. El depósito

fue escasamente trabajado de manera rudimentaria mediante un destape a la fecha soterrado.

Solamente una manifestación de mineral cuprífero diseminado se reconoce en el sector noroeste de la Hoja. La misma, denominada Bayo Norte, fue descubierta y estudiada durante el desarrollo del Plan Cordillerano (Naciones Unidas, 1970). Se ubica inmediatamente al sur del paso Maipo. Desde Pareditas, al norte de la Hoja, se accede por la rutas provinciales 101 y 98 hasta el grupo de Gendarmería Nacional de laguna Diamante, desde donde se deben recorrer 15 km hacia el sudoeste en animales de silla.

De acuerdo con Naciones Unidas (1970) en el área aflora, sobresaliendo del derrubio de reciente depositación, un complejo subvolcánico de la Formación Palaoco (Paleógeno-Neógeno) compuesto por un *stock* mayor de pórfido andesítico intruido por una chimenea de brecha y pórfido riodacítico; éste a su vez es penetrado por un cuerpo de pórfido diorítico de 700 m de longitud en sentido norte-sur y 400 m de ancho. Este último se halla inalterado, mientras que los anteriores presentan alteración hidrotermal propilítica y sericítico-arcillosa, con venulación de cuarzo. La mineralización, consistente en pirita y calcopirita diseminadas y venillas de cuarzo con malaquita y limonita, se encuentra en el pórfido diorítico y parcialmente en el riodacítico.

El relevamiento geoquímico indica anomalías de cobre (100-850 ppm), cinc (150-480 ppm) y molibdeno (10-120 ppm) coincidentes con el área que ocupa el intrusivo diorítico, a las que se suman anomalías geofísicas de polarización inducida.

Hierro

Los depósitos ferríferos son limitados en el ámbito de la Hoja. Se enmarcan dentro del tipo *skarn*, originados por la acción metamórfica de intrusiones subvolcánicas andesíticas de la Formación Huincán (Neógeno) sobre rocas calcáreas del Cretácico inferior. Se conocen los yacimientos Hierro Indio y Poblet y pequeñas manifestaciones en el arroyo Felipe; el primero nombrado es el más importante.

El yacimiento Hierro Indio se ubica próximo al cerro Chivato, al sur del río Atuel. Se accede a él desde el puente de la ruta nacional 40 sobre el río Atuel, al sur de la Hoja, recorriendo 25 km al noroeste por huella de tierra que pasa por el puesto Canale.

Según Rigal (1942) y Vendramini y Zanettini (1982), en el sector del yacimiento se encuentran calizas y pelitas calcáreas del Grupo Mendoza

(Cretácico inferior) intruidas por rocas subvolcánicas de composición andesítica y diorítica de la Formación Huincán (Neógeno), que adoptan formas de *stocks*, filones capa y diques y con las cuales se vincula la mineralización. En el contacto de las sedimentitas con las hipabisales se encuentra pirita diseminada y en venillas dentro de una zona de metamorfismo de contacto y, localmente, en varios afloramientos se presentan venillas de calcita supergénica como relleno de diaclasas.

El yacimiento está compuesto por cuatro cuerpos minerales dispuestos de manera discontinua. Los números 1 y 4 se han emplazado en rocas calcáreas, próximos al contacto de éstas con pórfido andesítico, y los números 2 y 3 encajan en la roca porfirica y en calcáreos. Los cuatro son de forma irregular, elongándose con escasa extensión en dirección norte a nordeste.

El cuerpo mineral 1 es el más austral de ellos, hallándose a la fecha soterrado. De acuerdo con Bonfils (1972) es de forma elíptica, de 18 m de longitud por 9 m de ancho, constituido por un banco de mineral de hierro y *skarn*, inclinado el conjunto al oeste; la roca de caja del *skarn* es un pórfido andesítico epidotizado y calcitizado.

El cuerpo mineral 2 se localiza en el extremo sur del valle de las Aguadas. La labor fue abierta sobre pórfido andesítico y solamente en su extremo sur se observa un *skarn* que aloja baja cantidad de mineral férreo. La roca hipabisal se encuentra argilizada y cloritizada; venas y venillas compuestas por epidoto-calcita-granate (andradita), calcita-epidoto-oligisto y otras de calcita-magnetita, epidoto-pirita y calcita-calcidonia la atraviesan en varias direcciones. Localmente aparecen biotita y menor cantidad de moscovita, actinolita y fluor-apatita. La mena se alojó en el pórfido andesítico como una masa lentiforme aprovechando, posiblemente, una zona de falla que con rumbo norte e inclinación vertical se observa en la pared sur de la labor, introduciéndose también a través de diaclasas formando vetas tabulares y en el contacto intrusivo-calcáreos. En el *skarn* se advierte el reemplazo total y parcial de algunos bancos, conservándose la estratificación original de los calcáreos.

El cuerpo mineral 3 se encuentra situado en el valle de las Aguadas, presentándose en él calizas recristalizadas de grano fino y color blanco, dispuestas en bancos de 7 a 20 cm de espesor con azimut 70° e inclinación 60° al este; las intruye un pórfido andesítico alterado. La alteración hidrotermal en las calizas consiste en venas de epidoto-calcita, epidoto-calcita-oligisto y epidoto-granate incoloro, encontrán-

dose baja cantidad de magnetita y granate diseminados. Las venas mencionadas se presentan también en el pórfido andesítico, que está argilizado, sericitizado, propilitizado y con pirita diseminada. La mena de hierro se emplazó en el pórfido andesítico y en las calizas a través de diaclasas, planos de estratificación y en la zona de contacto intrusivo-calizas, formando bolsones y vetas tabulares con bordes de epidoto-actinolita-calcita.

El cuerpo mineral 4 se halla situado en el faldeo nororiental del cerro de las Aguadas. En él los calcáreos se disponen en bancos delgados a gruesos de azimut 340° e inclinación de 43° al oeste; están recristalizados por la intrusión de filones capa de pórfido andesítico, el cual es en partes muy deleznable debido a la alteración meteórica. Una clara zona de *skarn* se observa entre la mena de hierro y la roca intrusiva. Desde aquella hacia ésta existe una secuencia mineralización-alteración que se puede sintetizar de la siguiente manera: magnetita - magnetita-pirita-epidoto-granate - epidoto-granate-calcita - granate-epidoto-calcita - pórfido andesítico. El granate tapiza fracturas, reemplaza totalmente algunos bancos calcáreos y se lo encuentra escasamente diseminado en la roca intrusiva. La epidotización es generalizada, y aparece también en venillas. La calcita se halla independiente en venillas o acompañada por oligisto. La silicificación se manifiesta en forma de ópalo en contacto con el banco principal de mena y como reemplazo de calizas, hallándose además escasa cantidad de fluor-apatita. Epidotización y calcitización se han desarrollado además en la roca hipabisal, la cual también está argilizada y sericitizada, conteniendo localmente núcleos de calcita rodeados por vesubiana, granate verde y epidoto.

La mena hipogénica está formada por magnetita y, de manera subordinada, oligisto, con algunas inclusiones de calcita y granate diseminados. La magnetita es compacta, de grano fino y color gris oscuro. El oligisto es hojoso, de color negro, y se dispone en venillas atravesando a la magnetita y a las rocas granatíferas; se lo encuentra además en la roca encajante como diseminación y en venillas, independiente o acompañado por epidoto y calcita. Diseminada en mediana cantidad se presenta pirita en el cuerpo 4. El mineral férreo ocurre en forma de reemplazo total o parcial de bancos calcáreos, como cuerpos lentiformes y en bolsones, habiéndose introducido a través de superficies de estratificación y fracturas, ocupándolas a la vez como cuerpos tabulares de corta longitud. La mineralización supergénica está constituida por hematita roja y

limonita ocre; una escasa cantidad de malaquita, azurita y crisocola sugieren un bajo contenido de calcopirita.

Los análisis químicos realizados por Rigal (1942) sobre muestras de mineral del cuerpo 2 y por Vendramini y Zanettini (1982) sobre muestras de testigos de perforación, indican los siguientes tenores: Fe: 63,05 a 65,00 %; Fe_2O_3 : 71,59 a 90,10 %; FeO: 7,14 a 16,71 %; S: 0,05 a 0,21 %; P: 0,01 a 0,03 %; Ti: vestigios; Ca: vestigios; As: no contiene; ganga silíceas: 3,40 a 6,88 %; pérdida al fuego, total: 2,01 a 4,38 %.

La explotación de los cuerpos mineralizados se realizó a cielo abierto en labores de 65 a 135 m de largo, 25 a 35 m de ancho y 3 a 15 m de profundidad. Las reservas originales del yacimiento eran de 400.800 toneladas (Angelelli, 1984).

Manganeso

Únicamente manifestaciones de minerales de este elemento, conocidas como Manganeso del Atuel, se ubican próximas al cerro Chivato, en el límite centro - sur de la Hoja. El acceso a ellas es el mismo que para llegar a la mina Hierro Indio. Según Angelelli (1950) y Ugarte (1955) consisten en varios afloramientos vetiformes, situados en una estructura de falla de dirección este - oeste y aproximadamente un kilómetro de extensión. Las vetas inclinan 43° S y tienen estructura brechosa, dentro de la cual se encuentran pirolusita de grano fino a masiva. Sólo en un sitio se realizó un reconocimiento mediante una trinchera de 7 m de largo.

Plomo

Solamente una yacencia de plomo, denominada Yaucha, se halla en el nordeste de la Hoja; es de carácter hidrotermal filoniano y está ligada al magmatismo permo-triásico. El yacimiento se ubica 6,5 km al norte del refugio militar General Alvarado, al cual se accede por las rutas provinciales 101 y 98, debiéndose continuar desde allí en animales de silla.

De acuerdo con Angelelli (1950) en el área del depósito aflora un cuerpo de granito color rosado que intruye a riolitas de la Formación Choiyoi. El granito es la roca encajante de la mineralización, encontrándose hidrotermalmente alterado y con venulación de cuarzo. La mineralización se dispone en una veta de rumbo general $N60^\circ O$ e inclinación al sudoeste entre 65° y 75° , con una longitud visible de 250 m y anchos variables entre 0,40 m y 1,50 metros. El mineral primario consiste en galena

argentífera, de grano mediano a grueso, que forma «ojos» irregularmente distribuidos en una ganga de fluorita de colores blanco amarillento, violáceo y verde claro con la que se asocian baritina rosada y escaso cuarzo. La fluorita es el principal relleno de la veta. La mineralización secundaria está compuesta por limonitas y baja cantidad de cerusita.

Las leyes de mineral, sobre muestras tomadas en canaleta, arrojan los siguientes tenores extremos y medios ponderados: 0,60 a 23,35% Pb (5,65%), 263 g/t Ag, 30,70 a 60,10% CaF_2 (47,58%) y 0,24 a 3,10% BaSO_4 (1,61%). El yacimiento fue trabajado mediante 63 m de galerías, un rajo de 14 m de largo, 2 chiflones y 2 piques poco profundos.

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Azufre

En el cerro conocido como volcán Overo, 21 km al noroeste de las termas del Sosneado, se localiza el depósito de azufre exhalativo Volcán Overo. Desde la localidad de El Sosneado, al sur de la Hoja, se accede al mismo recorriendo 76 km por la ruta provincial 220, de tierra, hasta la antigua planta de refinación, desde la cual se siguen 35 km hacia el noreste por camino de tierra que conduce al yacimiento. De acuerdo con el presente trabajo, el depósito se emplaza en una secuencia volcánica denominada Asociación Volcánica Postglacial (Holoceno). El yacimiento se ubica sobre la ladera sudoeste del cono central del aparato volcánico.

Según Angelelli *et al.* (1980) la mineralización, de variable calidad, ocurre en mantos de 1 a 3 m de potencia, presentándose como relleno de poros y grietas en tobas traquiandesíticas. El azufre es de colores amarillo, ocre y verde oscuro, dispuesto como polvo, en cristales y en masas de gran pureza; el que rellena grietas es más puro que el de impregnación. Inferimos procesos de impregnación y sublimación para la génesis de este yacimiento, relacionado a actividad geotermal. Las reservas calculadas, distribuidas en tres sectores, ascenderían a 1.000.000 t entre mineral probado y probable, con una ley media de 40% S. El yacimiento fue trabajado durante el período 1942-1980 con labores a cielo abierto.

Baritina

Los depósitos y manifestaciones de baritina se circunscriben a la zona centro - sur de la Hoja, entre

el río Atuel y el arroyo Felipe, donde se conocen las minas Rojino, Don Luis, Arroyo Las Piedras, Las Lagunitas, Doña Antonia y Santa Catalina. Los accesos para vehículos se encuentran intransitables.

De acuerdo con Sarudiansky y del Carril (1984), consisten en uno a dos mantos singenéticos de barietina, color amarillento a castaño por los compuestos férricos que los tiñen, emplazados concordantemente en pelitas jurásicas del Grupo Cuyo. Afloran en corridas de hasta 50 m de largo (200 m en Rojino); la potencia de los mantos varía entre 0,50 y 5 m, llegando en la mina Rojino a 7 metros. En el yacimiento Santa Catalina se encuentra escasa galena.

Los resultados analíticos señalados por los autores citados indican: $BaSO_4$: 39,40 a 95,20%; $SrSO_4$: 1,00 a 3,40%; densidad real: 3,19 a 4,48 kg/dm³. La explotación de los depósitos se efectuó hasta 1980-82 mediante labores rudimentarias a cielo abierto y, en pocos casos, por galerías a la fecha inaccesibles.

Fluorita

Un depósito de fluorita se localiza en la comarca de Agua del Toro, en el ámbito del Bloque de San Rafael. Formando parte de un agrupamiento fluorítico que se extiende hacia oriente y se vincularía a intrusiones silíceas de edad permotriásica, se conoce la mina La Esperanza. El yacimiento se ubica sobre la margen sur del río Diamante, próxima al dique Agua del Toro. Se accede a él por la ruta nacional 40 hasta el mencionado dique, desde donde se debe continuar en animales de silla.

De acuerdo con Angelelli *et al.* (1980), la mineralización hidrotermal filoniana se emplaza en fallas, de dirección general este - oeste, que cortan a sedimentitas de la Formación El Imperial (Carbonífero - Pérmico inferior) que se hallan silicificadas y caolinizadas. Las vetas son de corrida continua aunque de poca longitud, variando su potencia entre 0,05 a 0,30 metros. La fluorita se presenta compacta y de colores blanco, verde y violáceo; se han observado también geodas con cubos de mineral de 2 cm de lado. Ocurren además cuarzo y calcedonia. El mine-

ral seleccionado registra leyes de 83,7 % CaF_2 y de 7,5 % SiO_2 . Las labores, a la fecha abandonadas, consisten en 60 m de destapes y rajos.

Materiales volcánicos

Los materiales volcánicos utilizables económicamente se localizan en el sector nordeste de la Hoja, entre el pie del área cordillerana y el arroyo Salamanca. Se encuentran allí depósitos de granulado volcánico, arena pumícea y tobas, que corresponden a la Asociación Piroclástica Pumícea (Pleistoceno inferior). Se conocen con los nombres de Abraham, Los Coroneles, Lagos, Juan Góngora e Hijos, González Lemos, Santa Rosa de Lima, Fernández, Granuterm Molino Tarquini y Vega, a las que se accede por las rutas provincial 101 y nacional 40, de tierra, desde la localidad de Pareditas, al norte de la Hoja.

Polanski (1964a) manifestó que, de abajo hacia arriba, las yacencias consisten en mantos horizontales a subhorizontales de granulado pumíceo, arena de pómez y tobas pumíceas con clastos y bloques de piedra pómez, cubiertos por arenas y suelos actuales. El granulado y la arena de pómez son de color blanco a gris (rosado por alteración en el caso de la arena), de tamaño arena gruesa a grava fina el primero y arena fina a mediana la segunda; ambos materiales son livianos, muy friables y compuestos en un 97% por vidrio volcánico y granos de feldespato, cuarzo y biotita. Los mantos de arena de pómez contienen clastos y bloques de piedra pómez de hasta 20 cm de diámetro, excepcionalmente 50 centímetros. Se disponen en mantos de 1,20 m a 8 m de espesor. Las tobas son cineritas, de colores pardo amarillento, pardo rosado, rosado y blanco, de grano fino y muy friables, con escasos lapilli y bombas de pómez, en capas de 0,50 m a 25 m de potencia. Su composición mineralógica es similar a la del granulado. El espesor de la cubierta varía de 0,80 m a 6 metros. El granulado tiene una densidad aparente de 0,7 g/m³ y su granulometría es la del cuadro 4.

Los yacimientos ocupan superficies de 15 a 25 ha y son trabajados a cielo abierto.

Tamiz ASTM N°	Abertura en mm	%
5	4	5,89 a 7,87
10	2	18,51 a 24,26
18	1	34,07 a 36,68
35	0,5	25,07 a 27,68
35	0,5	8,70 a 11,22

Cuadro 4. Granulometría de los materiales volcánicos.

Cuadro-Resumen de Indic ios y ocurrencias minerales de la Hoja Volcán Maipo.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Cobre		Las Lágrimas	34°41'	70°15'	3569-13	Andesitas	Formación Molle	Paleógeno	Sulfosales de Cu	
2	Cobre	Las Choiquitas, Clota	Las Choicas	34°55'	70°17'	3569-13	Calizas	Formación Puesto Araya	Jurásico	Cp, Cc, Py, Ba, Sid, Ca, Q, Ml, Az, Lim	Labores subterráneas hasta 30 m de profundidad
3	Cobre	Las Choicas	Las Choicas	34°55'	70°16'	3569-13	Diorita, calcáreos	Formaciones Molle y Puesto Araya	Paleógeno Jurásico	Cp, Bo, Cup, Cu, Py, Cc, Ba, Sid, Q, Ml, Az, Lim	2.000 m de labores subterráneas en tres niveles.
4	Cobre	Hilda, Águila	Las Choicas	34°55'	70°17'	3569-13	Diorita, calizas	Formaciones Molle y Puesto Araya	Paleógeno Jurásico	Cp, Cc, Py, Ba, Sid, Ca, Q, Ml, Az, Lim	Labores a cielo abierto
5	Cobre	El Coloso, España, Chile	Las Choicas	34°56'	70°17'	3569-13	Calcreos	Formación Puesto Araya	Jurásico	Cp, Cc, Py, Ba, Sid, Q, Az, Ml, Lim	Labores de exploración
6	Azufre	Volcán Overo	Cerro Overo	34°34'	70°02'	3569-07	Tobas, brechas basálticas	Asociación Volcánica Postglacial	Cuaternario	S	Labores a cielo abierto. Planta de tratamiento.
7	Cobre	Don Vicente	Los Gateados	34°38'	70°09'	3569-07	Calizas	Formación Puesto Araya	Jurásico	Cp, Bo, Py, Au, Ml, Az, Cc, Cv, Hem, Q, Ca	Socavón
8	Cobre	Cerro Gateado	Los Gateados	34°39'	70°07'	3569-07	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Ml, Py, Mag	
9	Hierro	Poblet	Alto Río Atuel	34°44'	70°05'	3569-13	Calizas	Formación La Manga	Jurásico	Mag, Py, Cp, Hem, Lim	Labores de exploración
10	Cobre	Grupo Amelia, Amelia, Borsuno, Juanita, Mareal y Clotilde	Las Choicas	34°55'	70°13'	3569-13	Areniscas	Formación Río Damas	Jurásico superior	Cp, Cu, Cc, Ml, Az, Lim, Ca, Pre, Asf	Labores de exploración
11	Azufre	Agua de las Yeguas y Don Iván	Risco Plateado	34°52'	70°04'	3569-13	Andesitas	Formación Coyocho	Neógeno	S	
12	Cobre	El Burrero	Las Choicas	34°55'	70°13'	3569-13	Manto andesita	Formación Río Damas	Jurásico superior	Cp, Cup, Cc, Ml, Az, Lim, Ca, Pre	Labores subterráneas irregulares hasta 2,5 m
13	Cobre	Bayo Norte	Paso Maipo	34°15'	69°48'	3569-02	Andesita	Formación Palaoco	Neógeno	Cp, Py, Ml, Lim, Q, Ca	
14	Asfáltica	El Cóndor	Cerro Bayo	34°16'	69°53'	3569-02	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Asf	Labores de exploración
15	Cobre	Grupo Violeta, Santa Filomena, Lagarto, Borrachera	Río Barroso	34°25'	69°56'	3569-08	Calizas	Formación Vaca Muerta	Cretácico	Cp, Bo, Cc, Ml, Q	Labores de exploración
16	Asfáltica	Río Bravo	Río Bravo	34°29'	69°47'	3569-08	Calcreos	Formación Vaca Muerta	Cretácico	Asf	Labores de exploración
17	Asfáltica	Hullera Brillante	Los Chorros	34°29'	69°46'	3569-08	Margas, yeso	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores de exploración
18	Asfáltica	América	Río Negro	34°32'	69°47'	3569-08	Margas	Grupo Mendoza	Cretácico	Asf	Labores de exploración
19	Barritina	Rojino y Don Luis	Los Mesones	34°52'	69°56'	3569-14	Lutitas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba	Labores subterráneas
20	Barritina	Arroyo Las Piedras	Los Mesones	34°53'	69°55'	3569-14	Margas, calizas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba	Labores subterráneas
21	Barritina	Las Lagunitas	Los Mesones	34°53'	69°54'	3569-14	Margas, calizas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba	Labores subterráneas
22	Azufre	Marina y Vencedora	Risco Plateado	34°54'	69°58'	3569-14	Andesitas	Formación Coyocho	Neógeno	S	
23	Barritina	Doña Antonia	Los Mesones	34°54'	69°55'	3569-14	Lutitas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba	Labores subterráneas
24	Carbón	Colihueco-Minatuel	Los Mesones	34°54'	69°52'	3569-14	Pelitas	Grupo Cuyo	Jurásico	C	Labores de exploración
25	Barritina	Santa Catalina	Arroyo Felipe	34°58'	69°54'	3569-14	Lutitas	Grupo Cuyo	Jurásico	Ba, Ga	Labores subterráneas
26	Hierro	Arroyo Felipe	Arroyo Felipe	34°58'	69°52'	3569-14	Areniscas, yeso	Formación Lotena	Jurásico	Hem	Labores subterráneas
27	Manganeso	Manganeso del Atuel	Sierra del Chivato	34°59'	69°46'	3569-14	Calizas, margas	Grupo Mendoza	Cretácico	Pirol	Labores de exploración
28	Hierro	Hierro Indio	Sierra del Chivato	35°00'	69°47'	3569-14	Calizas, andesitas	Formación Huincán	Cretácico	Mag, Py, Cp, Ml, Az, Cris, Hem, Lim, Skam	Labores a cielo abierto
29	Asfáltica	Cerro Plomo	Cerro Plomo	34°27'	69°42'	3569-08	Margas	Grupo Rayoso	Cretácico	Asf	Labores de exploración
30	Petróleo	Vega Grande	Vega Grande	34°40'	69°41'	3569-08	Andesitas, areniscas y pelitas	Formaciones Huincán y Agro	Neógeno, Cretácico		Pozos de producción
31	Asfáltica	Eloisa	Las Aucas	34°41'	69°43'	3569-14	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Asf	Labores de exploración
32	Petróleo	General San Martín	Las Aucas	34°41'	69°36'	3569-14	Areniscas y pelitas	Formación Agro	Cretácico		Pozos de producción

Cuadro-Resumen de Indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Volcán Maipo.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
33	Asfáltita	General Roca	Las Aucas	34°42'	69°41'	3569-14	Areniscas	Grupo Neuquén	Cretácico	Asf	Labores de exploración
34	Asfáltita	General Mirre	Vega Rincón	34°43'	69°39'	3569-14	Areniscas	Grupo Neuquén	Cretácico	Asf	Labores de exploración
35	Carbón	Cervantes	Arroyo Blanco	34°53'	69°42'	3569-14	Pelitas	Grupo Cuyo	Jurásico	C	Labores subterráneas
36	Petróleo	La Paloma	Loma de la Mina	34°54'	69°31'	3569-14	Andesitas	Formación Huincán	Neógeno		Pozos de producción
37	Petróleo	Minas del Sosneado	Loma de la Mina	34°55'	69°30'	3569-14	Andesitas, peli-	Formación Huincán	Neógeno		Pozos de producción
38	Petróleo	Matilde	Cerro La Brea	34°59'	69°43'	3569-14	Andesitas, peli-	Grupo Cuyo	Jurásico		Pozos de producción
39	Plomo	Yaucha	La Guardia	34°12'	69°20'	3569-03	Riolita, granito	Formación Chiviói	Pérmico	Garg, Fl, Ba, Q	Labores subterráneas
40	Petróleo	Bakú	Cerro Los Buitres	34°54'	69°28'	3569-15	Andesitas	Formación Huincán	Neógeno		Pozos de producción
41	Granulado volcánico y arena de pómez	Abraham	El Parral	34°01'	69°05'	3569-03	Arena tobácea, cinerita	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
42	Granulado volcánico y arena de pómez	Abraham	Paso de las Carretas	34°01'	69°02'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
43	Toba	Los Coroneles	El Parral	34°02'	69°07'	3569-03	Cinrerita	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
44	Granulado volcánico y arena de pómez	Lagos	Los Alamitos	34°03'	69°09'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
45	Granulado volcánico y arena de pómez	Juan Góngora e Hijos	Los Alamitos	34°03'	69°07'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
46	Granulado volcánico y arena de pómez	González Lemos	Los Alamitos	34°03'	69°05'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
47	Granulado volcánico y arena de pómez	Fuerte San Juan	Fuerte San Juan	34°04'	69°02'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
48	Granulado volcánico y arena de pómez	Arroyo Salamanca	Arroyo Salamanca	34°04'	69°01'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
49	Granulado volcánico y arena de pómez	Santa Rosa de Lima	Tierras Blancas	34°05'	69°08'	3569-03	Arena tobácea, cinerita	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
50	Granulado volcánico y arena de pómez	Fernández	Tierras Blancas	34°06'	69°10'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
51	Granulado volcánico y arena de pómez	Granuterm	Estancia Yaucha	34°09'	69°09'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
52	Granulado volcánico y arena de pómez	Molino Tarquini	Bajada del Sauce	34°12'	69°06'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
53	Granulado volcánico y arena de pómez	Vega	Bajada del Sauce	34°13'	69°06'	3569-03	Arena tobácea	Asociación Piroclástica Pumicea	Pleistoceno		Labores a cielo abierto
54	Fluorita	La Esperanza	Agua del Toro	34°35'	69°01'	3569-09	Areniscas	Formación El Imperial	Carbonífero - Pérmico inferior	Fl, Q, Cld	60 m de labores superficiales

Ag= plata, Asf= asfaltita, Au= oro, Az= azurita, Ba= baritina, Bo= bornita, C= carbón, Ca= calcita, Cc= calcedonia, Cp= calcopirita, Cu= cobre nativo, Cup= cuprita, Cv= covelina, Fl= fluorita, Ga= galena, Garg= galena argentífera, Hem= hematita, Lim= limonitas, Mag= magnetita, Ml= malaquita, Piro= pirolusita, Pre= prehnita, Py= piritita, Q= cuarzo, S= azufre, Sid= siderita.

COMBUSTIBLES SÓLIDOS

Asfaltita

Las manifestaciones de asfaltita son numerosas en la región pero, si bien fueron exploradas, no han tenido explotación por no alcanzar niveles económicos. Las yacencias se localizan hacia el norte y el sur del río Diamante, siendo ellas El Cóndor, Río Bravo, América, Cerro Plomo, Hullera Brillante, Eloísa, General Roca, General Mitre y otras menores. El acceso a estos depósitos debe realizarse en animales de silla desde el grupo de Gendarmería Nacional de laguna Diamante o desde puesto Araya, sobre el río Atuel.

De acuerdo con Borrello (1956) son yacencias filonianas y mantos lentiformes de 15 a 300 m de longitud y de 0,01 a 0,50 m de potencia, que alcanzan en casos extremos de 2 a 3 m de espesor. Tienen rumbos variables dentro del cuadrante noroeste, inclinándose desde 20° a la vertical. Sus rocas encajantes corresponden a sedimentitas de la Formación Tordillo (Jurásico superior) y de los Grupos Mendoza (Cretácico inferior), Rayoso (Cretácico inferior) y Neuquén (Cretácico superior). Los análisis químicos han demostrado la siguiente composición de las asfaltitas: humedad: 0,30 a 2,71%; material volátil: 36,62 a 45,79%; carbono fijo: 51,78 a 60,04%; cenizas: 0,63 a 2,20%; coque: 53,36 a 61,20%; azufre: 2,84 a 5,03%; solubilidad: algo a fuertemente soluble; poder calorífico: 8.050 a 9.075 cal/g; aspecto del coque: pulverulento a cementado. Los yacimientos Eloísa, General Roca y General Mitre se conocen desde 1890 y los restantes desde la década del '40. La mayor cantidad de labores de exploración se realizaron sobre las minas El Cóndor, Río Bravo y Eloísa, aunque solamente en la segunda se arribó a una cubicación de 6.000 t de mineral probable.

Carbón

Si bien las ocurrencias de carbón de tipo parálico son numerosas en el sector centro - sur de la región, solamente dos yacencias fueron exploradas, no habiendo tenido explotación al no alcanzar niveles económicos. Ellas son Cervantes y Coihueco - Minatuel. El acceso al primer depósito debe realizarse en animales de silla desde puesto Araya, siguiendo el curso del arroyo Blanco, y al segundo de igual manera desde puesto Los Arroyos, remontando el curso del río Atuel.

De acuerdo con Borrello (1956) son uno a dos mantos principales de 250 a 800 m de longitud y de

0,60 a 0,80 m de potencia; tienen rumbo nor-noroeste a noroeste, inclinándose 20° a 75°. Sus rocas encajantes corresponden al Grupo Cuyo (Jurásico inferior a medio). Los análisis químicos han demostrado la siguiente composición de los carbones: humedad: 0,19 a 3,40%; material volátil: 5,50 a 8,09%; carbono fijo: 40,06 a 65,81%; cenizas: 25,91 a 50,50%; coque: 91,10 a 91,72%; aspecto del coque: pulverulento a cementado; color de las cenizas: grisáceo; azufre: 3,00 g/%; solubilidad: insoluble a ligeramente soluble; poder calorífico: 6.441 cal/g. Los yacimientos fueron explorados en las décadas del '40 y '50. Las labores de exploración consistieron en destapes, socavones y galerías, arribándose a una cubicación de 100.000 t de mineral posible en ambos depósitos.

HIDROCARBUROS

Petróleo y gas

Los yacimientos de petróleo se localizan en el ámbito mendocino de la Cuenca Neuquina, manifestándose en el sector sudoriental de la Hoja. Se agrupan dentro de los campos petrolíferos Vega Grande y El Sosneado, comprendiendo los depósitos Vega Grande, General San Martín, La Paloma, Minas del Sosneado, Bakú y Matilde. Los trabajos de exploración fueron realizados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales entre las décadas del '40 y el '50 y se reanudaron a partir de 1974, dando lugar a la explotación de varios yacimientos por parte de la empresa estatal. A partir de 1978 los recursos fueron paulatinamente privatizados.

Los estudios efectuados señalan que la roca oleogeneradora es principalmente la Formación Vaca Muerta, de edad jurásico superior-cretácica inferior, constituida por sedimentitas negras, fétidas, de ambiente marino profundo. Los reservorios son estratigráficos y estructurales y se alojan en rocas pelíticas y calcáreas de la Formación Agrío, en rocas arenosas del Grupo Neuquén y en estructuras de rocas magmáticas neógenas. Los fluidos contenidos son una mezcla en proporciones variables de petróleo, gas, CO₂ y agua de formación.

El reservorio de Minas del Sosneado es conocido desde el siglo pasado por los asfaltales del cerro Alquitrán. Las reservas petrolíferas en el reservorio de Vega Grande alcanzaban a 990.000 m³ a fines de 1990 (Benítez, 1993). Un depósito menor, conocido como mina Matilde, se encuentra sobre la ladera sud-sudeste del cerro La Brea, alojado en areniscas y pelitas del Grupo Cuyo (Ugarte, 1955; Volkheimer, 1978).

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Centro eruptivo Caldera Diamante - Volcán Maipo

Este centro eruptivo, situado a los 34° 10'S, sobre el límite argentino-chileno se erige como un excelente ejemplo de formación de estructuras de tipo caldera asociadas a la erupción de ignimbritas de gran volumen. Debido a su edad reciente (0,5 Ma) los depósitos piroclásticos se hallan extraordinariamente preservados y es posible observar los cambios de facies, las variaciones en el grado de compactación y soldamiento, diversas estructuras tales como *gas pipes* y otras poco susceptibles de ser preservadas. El volcán Maipo, emplazado en su interior, representa la reactivación del sistema en tiempos más modernos. Su interés radica en ser un centro potencialmente activo. El conjunto constituye un verdadero laboratorio volcanológico de gran interés para la comunidad geocientífica.

Sierra del Atuel

Esta serranía está ubicada al norte del río Atuel, entre el arroyo Blanco y el cerro Sosneado. Su importancia geológica radica en el hecho de ser el único lugar en todo el ámbito de la Cuenca Neuquina donde afloran los depósitos correspondientes al relleno sedimentario más antiguo de la cuenca. Se trata de la Formación Arroyo Malo (Triásico) y de las formaciones El Freno y Puesto Araya (Hettangiano a Toarciano). La Formación Arroyo Malo es el único registro de Triásico marino del país.

Manaderos de petróleo

Dentro de la Hoja se han detectado vertientes naturales o manaderos de petróleo, los cuales han orientado la exploración petrolera desde principios de siglo. Algunos de ellos carecen de importancia económica y constituyen curiosidades geológicas como es el caso del cerro La Brea. Otros, como el caso de cerro Alquitrán, siguen hoy en explotación.

Entregado: septiembre de 1999

Validado: marzo de 2000

Actualizado: septiembre 2005

BIBLIOGRAFIA

- ABRA S.A., 1997. Informe geológico minero del área Las Choicas - El Guanaco, departamento Malargüe, Mendoza, Argentina. 27 p., inédito. Santiago.
- ANGELELLI, V., 1946. Informe acerca de los distritos cupríferos de El Burrero, Las Choicas y Valle Hermoso, departamento San Rafael, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares. Inédito. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina, I. Yacimientos metalíferos. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», 2, 543 p.. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 1:1-392. La Plata.
- ANGELELLI, V., I. SCHALAMUK y R. FERNÁNDEZ, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Secretaría de Estado de Minería, Anales 19, 261 p.. Buenos Aires.
- ARMENGOL, F.P., 1918. Glosario etimológico, volumen 2. Imprenta Universitaria. Santiago de Chile.
- AVÉ LALLEMENT, G., 1892. Observaciones sobre el mapa del departamento de Las Heras. Universidad Nacional de La Plata, Sección Geología, Anales 2:5-20. La Plata.
- AZCUY, C.L., 1993. Las secuencias sedimentarias neopaleozoicas. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(5):41-52. Mendoza.
- BALDAUF, P., G. STEPHENS, M. KUNK y F. NULLO, 1992. Argon-Argon ages for the Huincan intrusive suite and their implications for the structural development of the Andean Foreland, southern Mendoza Province, Argentina. Abstract with Programs. Geological Society of America, 24:A 128. Denver.
- BASTÍAS, H., G.E. TELLO, J.L. PERUCCA y J.D. PAREDES, 1993. Peligro sísmico y neotectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 6(1):645-658. Mendoza.
- BAULÍES, O.L., 1952. Levantamiento geológico de la Hoja 25a "Alto Valle del río Tunuyán" (1:100.000), provincia de Mendoza. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- BENÍTEZ, J.C., 1993. Cuenca Neuquina-Sudmendocina. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 3(2):377-385. Mendoza.
- BERMÚDEZ, A. y D. DELPINO, 1989. La provincia basáltica andino cuyana (35°-37° L.S). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4):35-55. Buenos Aires.
- BERMÚDEZ, A., D. DELPINO, F. FREY y A. SAAL, 1993. Los basaltos de retroarco andinos. En: Ramos, V.A. (Ed.) Geología y recursos naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(13):161-172. Mendoza.
- BOEHM, E. K., 1938. Informe al plano geológico-topográfico en escala 1:25.000 de la zona del río Atuel - río Salado. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- BONFILS, V.H., 1972. Información preliminar sobre los afloramientos Nos. 3 y 4 de la mina Hierro Indio. Dirección General de Minería de Mendoza, 8 p., inédito. Mendoza.
- BORRELLO, A.V., 1956. Recursos minerales de la República Argentina, III. Combustibles sólidos minerales. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», 5, 665 p.. Buenos Aires.
- BUENANUEVA, J., 1956. Descripción de las Hojas Geológicas 26 a y b, Cerro Volcán Maipo y Laguna Diamante. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- BÜHLER, G.M., 1997. Geología de las nacientes del río Colorado y del arroyo Durazno, Provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura, inédita. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- BURCKHARDT, C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentino-Chilienne. Stratigraphie et Tectonique. Museo de La Plata, Sección Geología y Minería, Anales II:1-136. La Plata.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(3):351-392. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:397-453. Córdoba.
- CAMINOS, R., 1993. El basamento metamórfico Proterozoico-Paleozoico inferior. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(2):11-19. Mendoza.

- CAMINOS, R., U.G. CORDANI y E. LINARES, 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza, República Argentina. II Congreso Geológico Chileno, Actas I(F):43-60. Arica.
- CEGARRA, M.I., 1994. La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal entre Puente del Inca y Las Cuevas, alta cordillera de Mendoza, Argentina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis Doctoral 2691, 297 p., inédita. Buenos Aires.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. I Congreso Geológico Chileno, Actas II(F):105-124. Santiago.
- COMBINA, A. y F. NULLO, 1999. El Cenozoico tardío de la Cuchilla de la Tristeza, Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I:494-495. Salta.
- COMBINA, A., F. NULLO y G. STEPHENS, 1993. Depósitos terciarios en el pie de sierra del área de Las Aucas, sur de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II:180-186. Mendoza.
- COMBINA, A., F. NULLO, G. STEPHENS y P. BALDAUF, 1994. Paleoaambientes de la Formación Agua de la Piedra, Mendoza, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas I:418-424. Concepción.
- COMBINA, A., F. NULLO, P. BALDAUF y G. STEPHENS, 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas I, sesión temática, 3:460-464. Antofagasta.
- CORTÉS, J.M., 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choyoi al sur de la Estancia Tambillos, Mendoza, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas:208-212. Antofagasta.
- CORTÉS, J.M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del valle de Uspallata, Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III:168-178. Mendoza.
- CORTÉS, J.M. y P. SRUOGA, 1998. Zonas de fractura cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34° 30' S), Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas II:116-121. Buenos Aires.
- CRIADO ROQUE, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(4):233-255. Buenos Aires.
- CRIADO ROQUE, P., 1972. Bloque de San Rafael. En: Leanza, A. (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias:283-295. Córdoba.
- CRIADO ROQUE, P. y G. IBÁÑEZ, 1979. Provincia Sanrafaelino-pampeana. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, I:837-869. Córdoba.
- DAVIDSON, J., 1988. El Jurásico y Cretácico inferior en las nacientes del río Teno (Chile): una revisión. V Congreso Geológico Chileno, I:453-458. Santiago.
- DAVIDSON, J. y J.C. VICENTE, 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35° 15' latitud sur). V Congreso Geológico Argentino, Actas 5:11-55. Buenos Aires.
- DELLAPÉ, D., C. MOMBRÚ, G. PANDO, A.C. RICCARDI, M.A. ULIANA y G.E.G. WESTERMANN, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. Obra del Centenario Museo de La Plata, 5:81-105. La Plata.
- DE POLO, C.M., D.G. CLARK, D.B. SLEMMONS y W.H. AYmard, 1989. Historical Basin and Range province surface faulting and fault segmentation. En: Schwartz, D.P and R.H. Sibson (Eds.), Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination. U.S. Geological Survey, Open-File Report 89-315:131-162.
- DESSANTI, R., 1945. Sobre el hallazgo de Carbonífero marino en el Arroyo Imperial de la Sierra Pintada (Depto. de San Rafael). Notas Museo de La Plata, III, Geología, 42:205-220. La Plata.
- DESSANTI, R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Boletín 85:1-79. Buenos Aires.
- DESSANTI, R., 1959. Geología del cerro Alquitrán y alrededores. Depto. de San Rafael (provincia de Mendoza). Notas Museo de La Plata, 19, Geología, 71: 301-325, La Plata.
- DESSANTI, R. y H.G. BASSI, 1947. Informe geológico-minero sobre el yacimiento granulado de pómez de Yaucha. Dirección Nacional de Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- DESSANTI, R. y R. CAMINOS, 1967. Edades Potasio-Argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(2):135-162. Buenos Aires.

- DIGREGORIO, J.H. y M.A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2:985-1032. Córdoba.
- DI PERSIA, C. A., 1972. Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de la Horqueta, zona Sierra Pintada Dpto. San Rafael, provincia de Mendoza. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, III:29-41. Buenos Aires.
- ESPEJO, I.S., 1990. Análisis estratigráfico, paleoambiental y de proveniencia de la Formación El Imperial, en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel (provincia de Mendoza). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis doctoral, inédita. Buenos Aires.
- ESPEJO, I.S., R. ANDREIS y M. MAZZONI, 1991. Cuenca San Rafael. En: Archangelsky, S. (Ed.), *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*. XII Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico:177-185. Buenos Aires.
- ESPIZÚA, L.E., 1993. Glaciaciones Cuaternarias. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(15):195-203. Mendoza.
- FOLGUERA, A., 1997. Geología de las cabeceras del arroyo Durazno, Provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura, inédita. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- FORTUNATTI, N. y L. DIMIERI, 1999. Reconstrucción estructural del perfil del valle del río Atuel, Grupo Cuyo, Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I:224-226. Salta.
- GERTH, E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas IX(1):11-55. Córdoba.
- GERTH, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas X(2):125-172. Córdoba.
- GIAMBIAGI, L., 1999. Las discordancias erosivas en los depósitos sinorogénicos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I:490-493. Salta.
- GIUDICI, A.R., 1971. Geología de las adyacencias del río Diamante al este del cerro homónimo, provincia de Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(4):439-458. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1958. Estructuras del basamento y del neopaleozoico en los contrafuertes nord-orientales del Cordón del Portillo, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12(3):98-133. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de la Horqueta" del Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3:241-256. Buenos Aires.
- GONZALEZ DÍAZ, E. y L. FAUQUÉ, 1993. Geomorfología. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(17):217-234. Mendoza.
- GORROÑO, R., R. PASCUAL y R. POMBO, 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de la provincia de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "Rodados Lustrosos" y del primer episodio orogénico del Terciario de la región. VII Congreso Geológico Argentino, Actas II:475-487. Buenos Aires.
- GREGORI, D.A., J.L. FERNÁNDEZ TURIEL, A. LÓPEZ SOLER y N. PETFORD, 1996. Geochemistry of Upper Paleozoic-Lower Triassic granitoids of the Central Frontal Cordillera (33° 10' -33° 45'), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2):141-151. Exeter.
- GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis*. 4(17):208-240. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Minas, *Geología e Hidrogeología*, 58:1-110. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1- Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1:177-208. Buenos Aires. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones*, 1:1-174 (1980). Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, II(2):141-176. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones*, 1:1-174 (1980). Buenos Aires.
- GUERSTEIN, P.G., 1989. Physical features and controls of Andean pleistocene pyroclastic flow deposits (34° 00' 34° 20' S). *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior, General Assembly*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Bulletin 131:116. Santa Fe.

- GUERSTEIN, P.G., 1990. Volume estimation of pyroclastic flow deposits through specific area of accumulation. An andean example. *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior, General Assembly*, Abstracts:41. Mainz.
- GUERSTEIN, P.G., 1993. Origen y significado geológico de la Asociación Piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la provincia de Mendoza entre los 33° 30' y 34° 40' L.S. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales, Tesis doctoral, inédita. La Plata.
- GULISANO, C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III:579-592. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A. y A.R. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin. Field guide. Asociación Geológica Argentina, Serie E, N° 3, Secretaría de Minería de la Nación, Publicación 159, 103 p.. Buenos Aires.
- HARRINGTON, R., 1989. The Diamante Caldera and Maipo Caldera Complex in the Southern Andes of Argentina and Chile (34° 10' south). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4):186-193. Buenos Aires.
- HERBST, R., 1964. La flora liásica de la zona del río Atuel, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2):108-131. Buenos Aires.
- HERBST, R., 1968. Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas. III Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I:145-162. Buenos Aires.
- HERRERODUCLOUX, A. y M. YRIGOYEN, 1952. Observaciones geológicas en la zona del cerro Papal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(2):81-105. Buenos Aires.
- KAY, S.M., C. MPODOZIS, V.A. RAMOS y P. SRUOGA, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17:324-328. Boulder.
- KEIDEL, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciales del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25:239-368. Córdoba.
- KITTL, E., 1944. Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la región cordillerana al sur de Mendoza y del Grupo del Descabezado. *Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 41:71-192. La Plata.
- KLOHN, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Investigaciones Geológicas, Boletín* 8, 95 p.. Chile.
- KOZLOWSKI, E., 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III:381-395. Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., 1991. Structural geology of the NW Neuquina basin. 4° Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las cuencas subandinas I. Bogotá.
- KOZLOWSKI, E. y J. BALDI, 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona del río Diamante-río Atuel. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., C.E. CRUZ y G.A. REBAY, 1987. El Terciario volcánico de la zona Puntilla de Huincán, Provincia de Mendoza, Argentina. Simposio Internacional sobre vulcanismo andino. X Congreso Geológico Argentino, Actas IV:229-242. Tucumán.
- KOZLOWSKI, E., C.E. CRUZ, P. CONDAT y R. MANCEDA, 1989. Interpretación del fallamiento de bajo ángulo en los sedimentos cretácicos del río Diamante. Provincia de Mendoza. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), 2:675-688. Buenos Aires.
- KOZLOWSKI, E., C.E. CRUZ, R. MANCEDA y P. CONDAT, 1990. Estructuración distensiva en los Andes Surmendocinos. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II:23-26. San Juan.
- KOZLOWSKI, E., R. MANCEDA y V.A. RAMOS, 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(18):235-256. Mendoza.
- KOZLOWSKI, E., C.E. CRUZ y C.A. SYLWAN, 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1:15-26. Buenos Aires.
- LAHEE, F.H., 1927. The petroliferous belt in Central Western Mendoza, Argentina. *American Association Petroleum Geologist, Bulletin* 11(3), 261-278. Tulsa.
- LANÉS, S., 1999. Paleoambiente sedimentario del intervalo Hettangiano- Sinemuriano, valle del río Atuel, Cuenca Neuquina, Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I (resúmenes):64. Salta.
- LEANZA, A.F., 1945. Amonites del Jurásico inferior y del Cretácico inferior de la Sierra de Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Museo de La Plata, Anales (Nueva serie), Paleontología, sección A, Paleozoología* 6, Molusca I:1-99. La Plata.

- LEANZA, H.A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 17(4):63-70. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A. y C.A. HUGO, 1978. Sucesión de amonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 39° y 40° latitud sur, Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(4):248-264. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., C.A. HUGO, J.C. HERRERO, E. DONNARI y J.C. PUCCI, 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú. Servicio Geológico Argentino, Boletín 218, 135 p.. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., 1991 Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén basin of West-Central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. Sedimentary Geology, 70(2-4):209-240. Amsterdam.
- LEGARRETA, L. y C.A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica, Serie 6:221-243. Tucumán.
- LEGARRETA, L. y E. KOZLOWSKI, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 2:521-543. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y E. KOZLOWSKI, 1984. Secciones condensadas del Jurásico-Cretácico de los Andes del sur de Mendoza: estratigrafía y significado tectosedimentario. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I:286-297. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y M.A. ULIANA, 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes, International Association of Sedimentology, Special Publication 12:429-450. London.
- LEGARRETA, L. y M.A. ULIANA, 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies Sedimentarias. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(16):399-432. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., E. KOZLOWSKI y A. BOLL, 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. VIII Congreso Geológico Argentino. Actas III:389-409. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L., D.A. KOKOGIAN y D.A. BOGGETTI, 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous-Lower Tertiary), Neuquén basin, Argentina. Cretaceous Research, 10:337-356.
- LEGARRETA, L., C.A. GULISANO y M. ULIANA, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio:87-114. Mendoza.
- LINARES, E., 1977. Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32(3):239-240. Buenos Aires.
- LINARES, E. y R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, 1957-1987. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 19, 628 p.. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., J.C. DANDERFER, M. PALACIOS y N. BROGIONI, 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 2:569-584. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., R. Caminos y C.W. Rapela, 1991. Magmatismo. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. XII Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico, 275-297. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., L. KLEIMAN y J.A. SALVARREDI, 1993. El Magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(6):53-64. Mendoza.
- MANCEDA R. y D. FIGUEROA, 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquen *rift* in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., R. Suárez S. and H.J. Welsink (Eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62:369-382. Tulsa.
- MENA, J., 1912. Informe sobre el estado de la minería en los distritos mineros de Los Buitres y Valle Hermoso, provincia de Mendoza. Ministerio de Agricultura, Sección Mineralogía y Minería, Anales 7(4):1-86. Buenos Aires.
- MORLEY, C.K., 1986. A Classification of Thrust Fronts. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 70(1):12-25. Tulsa.

- MPODOZIS, C. y V. RAMOS, 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Serie 11:59-90. Houston.
- MUÑOZ BRAVO, J., C. STERN, A. BERMÚDEZ, D. DELPINO, M. DOBBS y F. FREY, 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 34°-39° S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4):270-286. Buenos Aires.
- NACIONES UNIDAS, 1970. Investigación sobre mineral de cobre porfídico en las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan, Argentina. Programa de las Naciones Unidas para el desarrollo, 356 p., edición limitada. Nueva York.
- NULLO, F., P. BALDAUF, G. STEPHENS, A. COMBINA y M. KUNK, 1996. Tertiary evolution of the Andes, Southern Mendoza, Argentina. Abstracts with Programs. Geological Society of America, 21:A259. Denver.
- NULLO, F., G. STEPHENS y J. OTAMENDI, 1997. Evolución geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II:1404-1408. Antofagasta.
- NULLO, F., G. STEPHENS, A. M. COMBINA, L. DIMIERI, P. BALDAUF y P. BOUSA, 1998. Hoja Geológica 3569-III 3572-II, Malargüe, provincia de Mendoza. Escala 1:250.000 Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito. Buenos Aires.
- PÉREZ, D.J., F. MUNIZAGA, G. MANGE y V.A. RAMOS, 1987. El "Huincanlense" del Paramillo de las Vacas, Provincia de Mendoza. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino. X Congreso Geológico Argentino, Actas IV:272-275. Tucumán.
- PÉREZ, D.J., G. ÁLVAREZ, A. CONCHEYRO y V. RAMOS, 1997. La Formación Papal: depósito sinorogénico de la cuenca de antepaís de Tunuyán, Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas I:568-572. Antofagasta.
- POLANSKI, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales. *Contribuciones Científicas, Geología*, I(2):95-139. Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12(3):165-196. Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17(3-4):181-199. Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1964a. Descripción geológica de la Hoja 25a, Volcán San José. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98:1-94. Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101:1-86. Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1972. Descripción geológica de la hoja 24a-b, Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128:1-110. Buenos Aires.
- POMA, S. y V.A. RAMOS, 1994. Las secuencias básicas iniciales del Grupo Choiyoi, Cordón del Portillo, Mendoza: sus implicancias tectónicas. VII Congreso Geológico Chileno, Actas II:1162-1166. Concepción.
- RAMOS, V.A., 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, 11(3):168-174. Ottawa.
- RAMOS, V.A., 1988 b. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En: Clark, S. y D. Burchfield (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218:31-54. Boulder.
- RAMOS, V.A., 1993. El magmatismo triásico-jurásico de intraplaca. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(8):79-86. Mendoza.
- RAMOS, V.A. y F. NULLO, 1993. El volcanismo de arco Cenozoico. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(12):149-160. Mendoza.
- RAMOS, V.A., P.P. ÁLVAREZ, M.B. AGUIRRE URRETA y E. GODOY, 1997. La Cordillera Principal a la latitud del Paso Nieves Negras (33°50' S Chile-Argentina). VIII Congreso Geológico Chileno, Actas III:1704-1708. Antofagasta.
- RAMOS, V.A., M.B. AGUIRRE-URRETA, P.P. ÁLVAREZ, M. BÜHLER, L. GIAMBIAGGI, D.J. PÉREZ, F. RAGGIO, M. TUNIK y G. VUJOVICH, 1999. Hoja geológica 3369-III, Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito. Buenos Aires.
- RAPALINI, A.E., 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Tesis doctoral, inédita. Universidad Nacional de Buenos Aires. Buenos Aires.
- REIJENSTEIN, C., 1967. Estratigrafía y Tectónica de la zona al norte del río Atuel entre los arroyos Blanco y Malo (provincia de Mendoza). Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de Buenos Aires.

- REPOL, D. G., 2000. Geología de la pared norte de la Caldera del Diamante, provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura, inédita. Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- RICCARDI, A.C. y M.P. IGLESIA LLANOS, 1999. El género *Choristoceras* Hauer (Ammonoidea) en el Triásico marino en la Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I (resúmenes):52. Salta.
- RICCARDI, A.C., S.E. DAMBORENEA, M.O. MANCENIDO y S.C. BALLENT, 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. V Congreso Geológico Chileno, Actas II(C):359-373. Santiago.
- RICCARDI, A.C., G.E.G. WESTERMANN y S. ELMÍ, 1991. Biostratigraphy of the upper Bajocian-middle Callovian (Middle Jurassic), South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(3):149-157. Exeter.
- RICCARDI, A.C., S.E. DAMBORENEA y M.O. MANCENIDO, 1993. Invertebrados mesozoicos. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 2(12):329-340. Mendoza.
- RICCARDI, A.C., S.E. DAMBORENEA, M.O. MANCENIDO, R. SCASSO, S. LANÉS y M.P. IGLESIA LLANOS, 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2):228-234. Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C., S.E. DAMBORENEA, M.O. MANCENIDO y S.C. BALLENT, 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 3. Bioestratigrafía. En: Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(16):419-432. Buenos Aires.
- RIGAL, R., 1942. El yacimiento de magnetita de Hierro Indio y otros menores del departamento San Rafael, provincia de Mendoza. *Boletín de la Dirección de Minas y Geología*, 52:1-26. Buenos Aires.
- ROLLERI, E.O. y P. CRIADOROQUE, 1970. Geología de la provincia de Mendoza. 4^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2:1-60. Buenos Aires.
- RUBINSTEIN, C.V., 1997. Primer registro de palinomorfos silúricos en la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 34(2):163-167. Buenos Aires.
- SANGUINETTI, A., 1989. Volcanismo Neojurásico-Neocomiano de la Quebrada de Vargas, Alta Cordillera de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4):381-393. Buenos Aires.
- SANGUINETTI, A. y V.A. RAMOS, 1993. El volcanismo de arco mesozoico. En: Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(10):149-160. Mendoza.
- SANTAMARÍA, G.R., 1984. Determinaciones calcográficas. En: Zanettini, J.C. (Ed.), Prospección Mendoza Sur, Dirección General de Fabricaciones, 1-6, inédito. Mendoza.
- SARUDIANSKY, R.M. y F.C. DEL CARRIL, 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 5:452-473. Buenos Aires.
- SATO, A.M. y E.J. LLAMBÍAS, 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas IV:156-165. Mendoza.
- SCHILLER, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Dirección Nacional de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, 7(5):1-68. Buenos Aires.
- SRUOGA, P.Y E., J. LLAMBÍAS, 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue-Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2):141-152. Exeter.
- SRUOGA, P., M. ETCHEVERRÍA, A. FOLGUERA y E. SEPÚLVEDA, 1998a. El magmatismo hipabisal mioceno en la Cordillera Principal de Mendoza, Argentina (34°-35° S). X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I:59-64. Buenos Aires.
- SRUOGA, P., L. FAUQUÉ y E. LLAMBÍAS, 1998b. ¿Es el Volcán Maipo (34° 10' S, 69° 52' O) un centro activo?. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I:131-136. Buenos Aires.
- STAPPENBECK, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 12(1):1-49. Buenos Aires.
- STERN, C. R., H. AMINI, R. CHARRIER, E. GODOY, F. HERVÉ y J. VARELA, 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the río Maipo and río Cachapoal (Chile) and the río Yaucha and río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 23:39-52, Santiago.
- STINGL, H. y K. GARLEFF, 1985. Glacier variations and climate of the Late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentine. *Zeitsch rift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Universitätsverlag Wagner, 21:225-228. Innsbruck.

- STIPANICIC, P.N., 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(4):403-478. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(4):367-388. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N. y M.I.R. BONETTI, 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. I. Floras liásicas. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 7(1):57-78. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N. y A. MINGRAMM, 1952. Estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector neuquino-mendocino de la cubeta Argentina-Chilena. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- TELLO, G.E., 1994. Fallamiento cuaternario y sismicidad en el piedemonte cordillerano de la provincia de Mendoza, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 1:380-384. Concepción.
- THIELE, R., 1980. Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta geológica de Chile. Escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, 39, 51 p.. Santiago.
- TUNIK, M., 1999. Paleoambientes de la Formación Saldeño en la Alta Cordillera de Mendoza. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I (resúmenes):75. Salta.
- UGARTE, F.R.E., 1955. Estudio geológico de la zona de Coihueco-Cerro de la Brea (provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10(3):137-178. Buenos Aires.
- ULIANA, M.A. y K.T. BIDDLE, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18:172-190. San Pablo.
- ULIANA, M.A., D.A. DELLAPÉ y G.A. PANDO, 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio (Provincias de Neuquén y Mendoza). *Petrotecnica, Instituto Argentino del Petróleo*, 1-2:31-46 y 3:25-33. Buenos Aires.
- ULIANA, M.A., K.T. BIDDLE y J. CERDAN, 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists. Memoir* 46:599-614. Tulsa.
- VENDRAMINI, C.H. y J.C.M. ZANETTINI, 1982. Estudio geológico-geofísico y perforaciones en la mina Hierro Indio y perforaciones en las minas El Kaiser y Buena-ventura, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, 41 p., inédito. Mendoza.
- VOLKHEIMER, W., 1970. Neuere Ergebnisse der Anden-Stratigraphie von Süd-Mendoza (Argentinien) und benachbarter Gebiete und Bemerkungen zur Klimageschichte des südlichen Andenraums. *Geologische Rundschau*, 59(3):1088-1124. Stuttgart.
- VOLKHEIMER, W., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado. Servicio Geológico Nacional. *Boletín* 151:1-80. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W. y A. SALAS, 1975. Die älteste Angiospermen-Palynoflora Argentinien von der Typus-Lokalität der unterkretazischen Huitrín-Folge des Neuquén-Beckens. Ihre mikrofloristische Assoziation und biostratigraphische Bedeutung. *Neues Jahrb. Geol. Palaont. Mh. Ig.* 1975 (7):424-436. Stuttgart.
- WEAVER, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, *Memoir* 1:1-469. Seattle.
- WESTERMANN, G.E.C. y A.C. RICCARDI, 1972. Amonitas y estratigrafía del Aaleniano-Bayociano de los Andes Argentino-Chilenos. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 9 (4):357-389. Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias:345-364. Córdoba.
- YRIGOYEN, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, I:651-694. Córdoba.
- YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, *Relatorio* 1(11):123-148. Mendoza.
- YRIGOYEN, M. y H.D. MARTÍNEZ CAL, 1953. Estratigrafía y Tectónica de la región comprendida entre los ríos Atuel y Diamante (Mendoza). YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J.C., 1984. Prospección Mendoza Sur. Dirección General de Fabricaciones Militares, 96 p., inédito. Mendoza.
- ZANETTINI, J.C. y M.A. CAROTTI, 1993. Yacimientos metalíferos y metalogénesis. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Relatorio* 4(1):485-504. Mendoza.
- ZEIL, W., 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes. *Zentralblatt für Geologie und Palaontologie. Teil, I* (3-4):298-318. Stuttgart.